PARTS OF THE ORIGINAL DOCUMENT

ARE OF POOR REPRODUCTIVE QUALITY

CERTAINES PARTIES DU DOCUMENT ORIGINAL

SONT DE PIÈTRE QUALITÉ DE REPRODUCTION

Dispersion glaciaire d'erratiques en Gaspésie centrale et ses applications

Luc Chauvin
Peter P. David

ET 86-01

1987

Québec

89-00155/

Dispersion glaciaire d'erratiques en Gaspésie centrale et ses applications

Luc Chauvin
(Ministère de l'Énergie et des Ressources)

Peter P. David
(Université de Montréal)

ET 86–01

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 84-11-13

Accepté pour publication le 86-03-06

Lecteurs critiques
J. Choinière
D. Brisebois

Éditeur
C. Dubé

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Dépôt légal — 2e trimestre 1987
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN: 2-550-16187-4
© Gouvernement du Québec, 1987

Table des matières

Page

GÉNÉRALITÉS 1
- Buts et objectifs 1
- Localisation, physiographie et accès 1
- Travaux antérieurs 4
- Remerciements 5

CADRE GÉOLOGIQUE 7
- Roche de fond 7
- Dépôts meubles 7
  - Sédiments préglaciaires 7
  - Sédiments glaciaires 10
    - Till 10
    - Dépôts glacio-fluviaux 10
  - Sédiments postglaciaires 10
  - Sédiments périglaciaires 12
- Érosion glaciaire 13
- Distribution zonale des manifestations de l'activité glaciaire 14
- Histoire glaciaire 14

MÉTHODOLOGIE UTILISÉE POUR LE TRAÇAGE DE BLOCS 17
- Lithologie des indicateurs 17
- Compilation des résultats 19

PRINCIPALES TRAÎNÉES D'ERRATIQUES 21
- Traînées des granites des monts McGerrigle 21
  - Traînée sud-est 21
    - Description 21
    - Cadre stratigraphique 23
  - Traînée nord-est 27
    - Description 27
    - Cadre stratigraphique 27
- Autres traînées 27
  - Traînées associées aux cornéennes et aux skarns des monts McGerrigle 27
  - Traînées associées aux basaltes du Super-Groupe de Québec 27
  - Traînées associées aux skarns et aux porphyres de Murdochville 30
  - Traînée associée aux porphyres du mont Brown 32
  - Traînée associée aux grès du type York River 32

INTERPRÉTATION 35
Genèse des traînées 35
Traînées sud-est 35
Mode d'acquisition des débris 35
Mode de transport 36
Mode de sédimentation 36
Traînées nord-est 37
Histoire des mouvements glaciaires 38
Écoulement radial 38
Écoulement sud-est 38
Écoulement nord-est 38
Écoulement vers le nord 38
Écoulement finiglaciaire 40

APPLICATIONS 41
Influence de la dispersion glaciaire sur la géochimie des sédiments de ruisseau 41
Anomalies formationnelles 41
Signaux géochimiques reliés à la dispersion glaciaire 41
Interprétation et conclusion 42
Utilité du traçage de blocs et son application à la prospection minière en Gaspésie 45

CONCLUSIONS 49

RÉFÉRENCES 51

ANNEXE:
Pourcentage des indicateurs aux sites des comptages de blocs 55

Généralités

La dispersion de blocs erratiques arrachés à la roche de fond par des glaciers produit souvent des traînées d'erratiques (« boulder train ») dont l'étude permet d'établir les directions de l'écoulement glaciaire et de retracer ainsi l'origine des blocs. Peu après que le finlandais Daniel Tilas ait démontré, en 1740, l'importance du traçage de blocs erratiques, cette technique fut rapidement utilisée à des fins de prospection minière (Hyvärinen, 1973; Shilts, 1976). En Scandinavie, le traçage de blocs erratiques a toujours été un outil d'exploration minière largement utilisé (Sauramo, 1924; Lundquvist, 1935; Grip, 1953). En Amérique du Nord, bien que d'utilisation plus restreinte, le traçage de blocs erratiques a souvent conduit, directement ou indirectement, à la découverte de plusieurs gisements (Dreimanis, 1958; Shilts, 1976; Dilabio, 1981). En Gaspésie, la découverte de blocs erratiques cuprifères par les frères Miller au début du siècle, et les efforts subséquents d'exploration basés sur le traçage de ces blocs jusqu'à leur source, mena à la découverte de l'un des plus importants gisements de cuivre de l'Est de l'Amérique du Nord, celui de Murdochville (Brummer, 1966).

En plus de pouvoir être utile à l'exploration minière, la délimitation des traînées d'erratiques permet d'établir les directions de l'écoulement glaciaire. Étant donné la rareté de dépôts glaciaires en plusieurs endroits de la Gaspésie, l'étude de la dispersion glaciaire y est difficile. De plus, les méthodes modernes d'investigation basées principalement sur des études géochimiques, minéralogiques et micro-lithologiques du till (Shilts, 1971, 1973, 1975 et 1976; Kauranne, 1976; Dilabio, 1981; Lalonde & LaSalle, 1983) y sont difficilement applicables. Dans ce contexe, l'étude de la dispersion des blocs erratiques, qui sont souvent les seuls sédiments glaciaires disponibles, offre une alternative utile et importante à l'étude de la dispersion glaciaire et de l'histoire des écoulements glaciaires.

Le présent rapport rend compte des résultats d'une étude détaillée de dispersion glaciaire basée sur l'utilisation du traçage de blocs erratiques dans le centre nord de la Gaspésie (figure 1). La région étudiée représente l'une des régions offrant le plus haut potentiel minier de la Gaspésie. On y trouve, à Murdochville, au centre de la région, l'important gisement de cuivre exploité par les Mines Gaspé. La partie ouest de la région est également un secteur favorable à l'exploration minière; quelques gisements de nature subéconomiques y sont connus depuis plus de vingt ans. Dans le but de stimuler l'exploration minière de ce secteur et de d'autres secteurs de la Gaspésie, le Ministère de l'Energie et des Ressources du Québec a amorcé, en 1982, un programme quinquennal d'exploration géologique de la péninsule. Ce projet fut exécuté dans le cadre de ce programme, avec le mandat général de produire des résultats pouvant être appliqués à des problèmes de prospection minière.

Buts et objectifs

Le but principal de ce rapport est d'élaborer un modèle de dispersion glaciaire pour la Gaspésie centrale. Trois objectifs principaux ont été visés: 1) déterminer l'influence de la dispersion glaciaire sur la géochimie des sédiments de ruisseaux et contribuer ainsi à une meilleure utilisation de ce type de levé qui est très utile à la prospection minière en Gaspésie (Choinière, 1982); 2) vérifier les possibilités d'utilisation des techniques de traçage de blocs erratiques à des fins de prospection en Gaspésie; 3) établir la séquence des écoulements glaciaires dans la région et contribuer ainsi à une meilleure connaissance de l'histoire glaciaire de la Gaspésie et des régions avoisinantes.

Le rapport présente d'abord un résumé de la stratigraphie et de la distribution des dépôts quaternaires de la région. Il s'attache ensuite à décrire les résultats de l'étude statistique de la dispersion des blocs erratiques qui ont mis en évidence plusieurs traînées d'erratiques dans la région. Il discute en détails d'une traînée d'erratiques importante associée aux granites des monts McGerrigle, pour ensuite décrire des traînées provenant de cinq autres sources. Basé sur ces données, un modèle génétique est suggéré qui explique les principales modalités de la dispersion glaciaire ayant affecté la région. Finalement, le rapport dégage les implications de ce modèle en ce qui concerne, d'une part, l'effet de la dispersion glaciaire sur la géochimie des sédiments de ruisseaux et, d'autre part, l'utilité et l'applicabilité des études de traçage de blocs erratiques à des fins de prospection minière en Gaspésie.

Localisation, physiographie et accès

La région étudiée se trouve au centre nord de la péninsule gaspésienne et couvre une superficie de plus de 6 000 km^2 (figure 1). Elle est comprise entre les latitudes 49°15′ et 48°30′ et les longitudes 65°00′ et 66°00′ et correspond aux feuillets topographiques suivants du système SNRC à 1:50 000: 22H/03 (Mont-Louis), 22H/04 (Grande-Vallée), 22A/12 (Ruisseau Lesseps), 22A/13 (Lac Madeleine) et 22A/14 (Lac York).

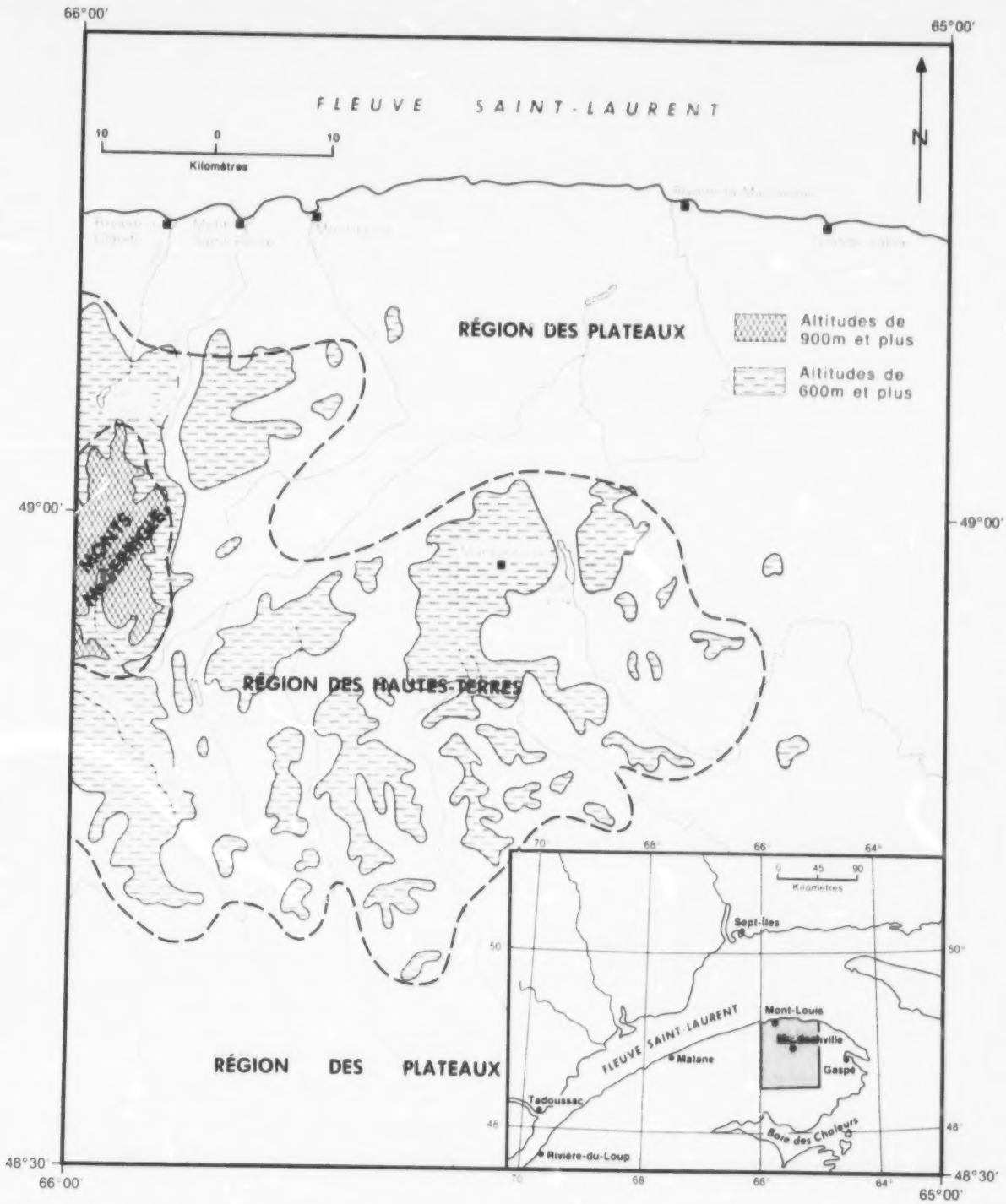


FIGURE 1 – Localisation et physiographie de la région étudiée.

Cette région se situe dans la division physiographique des Appalaches et, plus précisément, dans la sous-division des monts Notre-Dame (Bostock, 1970). On y trouve trois entités physiographiques distinctes: les monts McGerrigle, les hautes-terres et les plateaux (figure 1).

Les *monts McGerrigle*, situés dans la partie ouest de la région, constituent l'entité physiographique dominante. Ce massif montagneux formé par un pluton granitique domine le paysage qui l'environne par une surélévation régionale de plus de 500 mètres (figure 2). On y retrouve plusieurs sommets de plus de 1 000 mètres. Le mont Jacques-Cartier culmine au nord du massif, à 1 248 mètres d'altitude, formant ainsi le plus haut sommet du Québec méridionnal. Il existe un grand contraste entre la morphologie des hauts sommets du massif et celle des terrains plus bas, sous la cote d'élévation de 1 000 mètres. Les hauts sommets (figure 3) possèdent des traits morphologiques distinctifs: la plupart ont des formes allongées, arrondies, leur donnant une apparence de dos de baleine; ils sont dépourvus de couvert forestier et sont recouverts, dans leur ensemble, de dépôts périglaciaires formant des champs de blocs (« felsenmeeres »). Sur ces sommets, les indices démontrant une quelconque manifestation d'activité glaciaire sont rares et même, à quelques endroits, inexistants. Par contraste, les terrains plus bas (sous la cote de 1 000 mètres) montrent une topographie caractéristique d'une région fortement érodée par des glaciers. La roche de fond y est mis à nue et on y trouve de nombreux cirques, vallées en U, vallées suspendues, surcreusement de vallées et, en général, une topographie bosselée et arrondie où les dépressions sont occupées par de multiples petits lacs (figure 4).

FIGURE 2 – Vue de la face orientale des monts McGerrigle.

FIGURE 3 – Le mont Jacques-Cartier (à noter le sommet plat couvert par un « felsenmeere »).

À partir des monts McGerrigle, et s'étendant vers l'est, on trouve la seconde unité physiographique: une *région de hautes-terres* d'une altitude moyenne de 700 mètres. Cette région est formée d'une succession de collines arrondies séparées par des dépressions et des vallées assez larges, à profil en U, dont le fond contient d'importantes quantités de dépôts glaciaires. Quelques collines forment des accidents topographiques plus importants. C'est le cas en particulier du mont Brown et des monts Béland, dans la région de Murdochville.

Au nord et au sud de ces hautes-terres, on trouve la troisième unité physiographique: la *région des plateaux* qui forme une surface plane légèrement inclinée vers le fleuve Saint-Laurent, dans la partie nord, et vers la baie des Chaleurs, dans la partie sud. Cette surface est entaillée par de profondes vallées en V (figure 5) qui, près de leurs embouchures le long du fleuve Saint-Laurent, deviennent arrondies et forment des cuvettes, en forme de bol, comblées de dépôts marins et fluviatiles. L'encaissement très prononcé de ces vallées a produit de nombreuses falaises et dénivellations importantes, dépassant fréquemment 400 mètres. Ces fortes pentes ont favorisé le développement d'abondants dépôts de pentes dans ces régions.

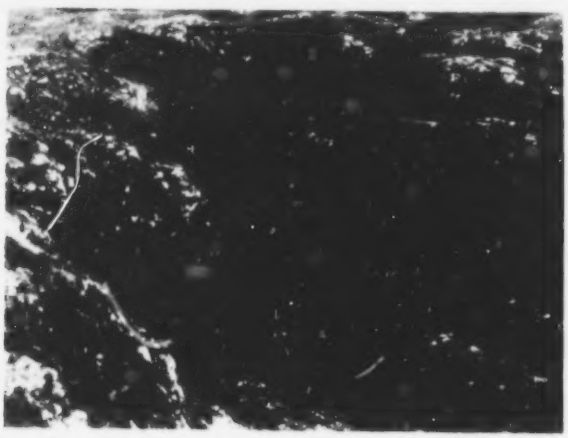


FIGURE 4 – Vue aérienne d'une partie du plateau des monts McGerrigle.

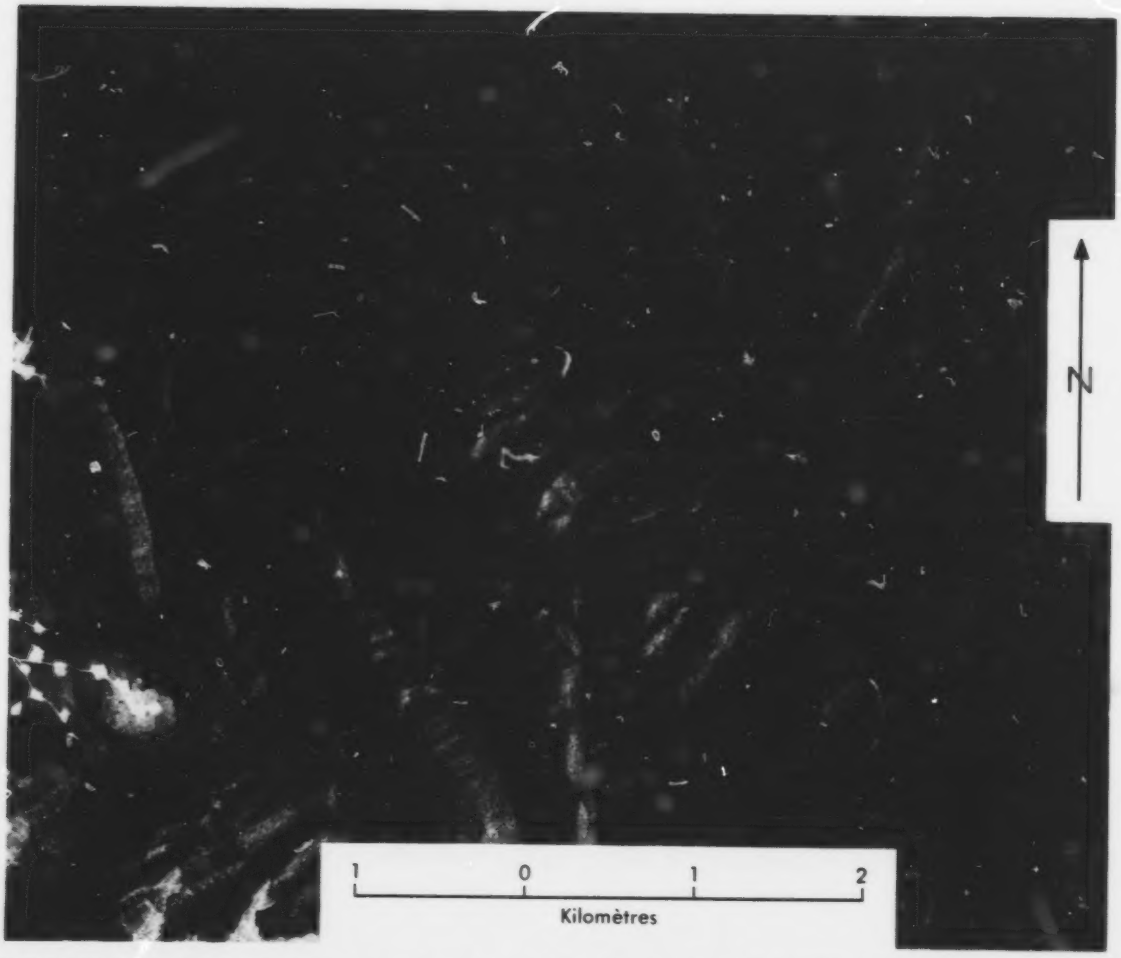


FIGURE 5 – Vallées disséquées de la région du plateau dans la partie sud de la région, le long de la rivière Bonaventure Ouest; tiré de la photo Q-79861-95.

La qualité de l'accès à la région est variable et dépend de l'importance et de l'âge des exploitations forestières que l'on y trouve (figure 6). L'utilisation intensive de motos tricycles a permis une bonne circulation sur la plupart des routes et sentiers forestiers qui se sont avérés localement impraticables par camion. En général, nous avons eu un accès adéquat à l'ensemble de la région sauf pour la partie sud où le secteur compris entre les rivières Saint-Jean et Bonaventure n'a pu être visité (c.f. figure 21).

Travaux antérieurs

L'inventaire cartographique de la géologie du Quaternaire de la région étudiée a fait l'objet de deux publications (Chauvin, 1982 et 1983). Une étude préliminaire de la géologie et de la dispersion glaciaire de la partie nord de la région a également été publiée (Chauvin, 1984). De plus, des communications ont été présentées sur ces sujets (Chauvin *et al.*, 1984; David *et al.*, 1984).

FIGURE 6 – Exploitation forestière au sud de la rivière Madeleine, près des monts McGerrigle.

L'histoire glaciaire de la Gaspésie et des problèmes qui s'y rattachent a suscité l'intérêt de nombreux chercheurs depuis le début du siècle. On trouvera d'excellents résumés de l'ensemble de ces travaux dans Bail (1983) et David & Lebuis (1984). L'importance relative de l'extension des calottes glaciaires locales et de l'inlandsis continental en Gaspésie ont toujours été les principaux sujets de préoccupation de ces recherches.

Bien que des études intégrées de dispersion glaciaire n'aient jamais été entreprises en Gaspésie, beaucoup de travaux ont appuyé une partie importante de leurs conclusions sur l'observation de déplacements de blocs erratiques. Ainsi les premiers travaux touchant l'histoire glaciaire de la péninsule sont basés sur des déplacements de blocs erratiques de lithologies locales ainsi que sur l'absence remarquable de blocs erratiques précambriens dans les régions alors étudiées. Ils ont permis de postuler d'une part, l'existence d'une calotte glaciaire gaspésienne associée aux hautes élévations et, d'autre part, que l'influence de la calotte continentale sur la péninsule fut réduite au minimum (Bell 1863; Chalmers 1885, 1886 et 1906; Coleman, 1922).

Un peu plus tard, la découverte dans certaines régions de la Gaspésie de plusieurs blocs provenant de roches du Bouclier canadien démontrèrent que l'inlandsis avait, en partie du moins, recouvert la péninsule (Jones 1934 et 1939; Alcock, 1935 et 1944; Flint *et al*, 1942; McGerrigle, 1950 et 1952).

Des travaux d'inventaires systématiques de la géologie du Quaternaire de la Gaspésie débutèrent dans les années 70 et permirent de compléter la carte du Quaternaire de la moitié occidentale de la Gaspésie (Lebuis & David, 1972 et 1977; Lebuis 1973a, 1973b, 1975). David & Lebuis (1984) ont récemment synthétisé l'ensemble de ces travaux en proposant un modèle d'englaciation et de déglaciation fondé sur des concepts glaciologiques reliant le dynamisme de l'érosion et de la sédimentation glaciaire au régime thermique de la base des glaciers. Les conclusions de cette étude entrent en contradiction avec le modèle d'extension restreinte de la dernière calotte glaciaire continentale tel que suggéré par Grant (1977). Elles viennent plutôt appuyer les modèles suggérant une extension maximum de la dernière calotte continentale en Amérique du nord (Sugden, 1977; Hughes, 1981).

Enfin, des travaux de nature plus ponctuelle dans notre région d'étude mentionnent des déplacements de blocs erratiques (McGerrigle, 1952; Brummer, 1966; Lachance & Duquette, 1977; Hetu & Gray, 1981), mettant surtout en évidence des mouvements glaciaires vers le nord reliés à des glaciers gaspésiens. Soulignons finalement que d'intéressants travaux portant sur l'évolution postglaciaire des hauts sommets des monts McGerrigle ont récemment été publiés (Payette & Boudreau, 1984).

Remerciements

Sans l'aide précieuse et la constante collaboration de nos différents assistants sur le terrain, ce travail n'aurait pu être effectué. Hélène Wilson et Marie Auclair ainsi que Michel Valade, Guy Lortie, Paul Corbeil, Germain Benoit, Marc Desaulniers et Rémi Asselin furent des collaborateurs précieux et compétents à qui nous voulons exprimer nos plus sincères remerciements.

Nous avons grandement bénéficié des conseils et des commentaires de mademoiselle Gail Amyot et de messieurs Louis Bernier, Michel Bouchard, Daniel Brisebois, Louis Caron, Gaétan Lachambre, Pierre LaSalle, Jacques Lebuis, Ghismond Martineau, Michel Rheault, Brian Skidmore, Guy Valiquette et Robert Wares. La précieuse collaboration de monsieur Jean Choinière sur les problèmes touchant à la géochimie des sédiments de ruisseaux nous fut indispensable. À toutes ces personnes nous voulons exprimer notre plus vive gratitude.

Cadre géologique

Roche de fond

La péninsule gaspésienne appartient à la province géologique des Appalaches qui s'étend sur plus de 3 000 km depuis le sud des États-Unis jusqu'à la bordure du plateau continental, au large de Terre-Neuve. Cette chaîne de montagnes, en grande partie constituée de roches sédimentaires d'âge Paléozoïque, est le résultat d'orogénèses successives dont les deux plus importantes ont eu lieu à la fin de l'Ordovicien moyen (orogénèse taconique) et à la fin du Dévonien supérieur (orogénèse acadienne). Poole & Rodgers (1972) divisent la péninsule gaspésienne en cinq unités structurales distinctes dont deux sont présentes dans la région sous étude: l'anticlinorium de Québec et le synclinorium de Gaspé (figure 7).

Au nord de la région, l'anticlinorium de Québec regroupe des roches cambro-ordoviciennes appartenant au Super-Groupe de Québec (Biron, 1971). Il s'agit principalement de roches terrigènes et calcaires, légèrement métamorphisées, qui repésentent dans leur ensemble une séquence de flysch (Biron, 1971; 1972). On y trouve une grande variété de faciès lithologiques que l'on retrouve indistinctement dans de nombreuses formations. Quelques bandes de roches volcaniques y sont intercallées. Dans notre région d'étude, elles affleurent dans la partie nord-ouest, près des monts McGerrigle (De Römer, 1977). Toutes ces roches ont été intensément plissées et présentent, dans notre région, des directions régionales ENE à E.

Au sud, la deuxième unité structurale est représentée par le synclinorium de Gaspé (figure 7). On y retrouve essentiellement des roches terrigènes et calcaires non métamorphisées, d'âge siluro-dévonien. Les roches sont peu déformées et s'orientent suivant une direction régionale WSW-ENE (Amyot, 1983; Rheault, 1983; Rouillard, 1984).

Des plutons dévoniens ont perçé ces roches sédimentaires en plusieurs endroits de la Gaspésie. Dans la partie ouest de notre région, on trouve la plus importante de ces intrusions: le batholite des monts McGerrigle (figure 7). Principalement composé de granites, ce massif est entouré d'une auréole de métamorphisme de contact à l'intérieur de laquelle on trouve des skarns, des cornéennes et des métavolcanites (De Römer, 1977). On trouve également, au centre de la région, un petit intrusif du même âge, le mont Brown, composé surtout d'un porphyre feldspathique de composition dioritique (Landry, 1983). Finalement, associé à ces intrusions, on trouve en certains endroits de nombreux dykes de diabases et de porphyres.

La métallogénie d'une bonne partie de la Gaspésie a été influencée principalement par des intrusions dévoniennes. Lors de leur mise en place, ces intrusions ont produit des zones d'altérations hydrothermales dans les roches encaissantes qui sont souvent porteuses de minéralisation (Dugas *et al.*, 1969). Dans notre région, on trouve plusieurs de ces zones d'altération. La plus importante est celle de la région de Murdochville où l'on trouve le gisement de cuivre et de molybdène de Mines Gaspé (Brummer, 1966). En bordure ouest de la région, une autre zone d'altération renferme le gîte de cuivre de Sullipek (Wares, 1983). Enfin, l'auréole de métamorphisme des monts McGerrigle renferme plusieurs indices minéralisés et des gisements comme celui des Mines Madeleine y ont déjà été exploités (De Römer, 1977).

Dépôts meubles

Les dépôts meubles de la région consistent en dépôts glaciaires, glacio-fluviaux, glacio-marins, fluviatiles, organiques, en débris d'altération de la roche de fond et en colluvions diverses associées aux pentes. On peut les regrouper, d'après leur position stratigraphique, en quatre groupes distincts: des dépôts préglaciaires, glaciaires, postglaciaires et périglaciaires (tableau 1). Cette séquence stratigraphique a été établie en fonction des observations de terrain et des descriptions de coupes disponibles. Au stade actuel de nos travaux, elle nous apparaît la suite stratigraphique la plus plausible dans la région d'étude. Dans les discussions qui suivent, nous décrivons les dépôts meubles suivant les quatre groupements indiqués ci-après.

SÉDIMENTS PRÉGLACIAIRES

Ces sédiments consistent en matériau monolithologique reflétant directement la composition de la roche de fond sous-jacente. Ce sont, d'une part, des altérites qui résultent de l'altération mécanique et chimique in situ de la roche de fond et, d'autre part, des colluvions monolithologiques. Nous avons observé plusieurs lithofaciès ou unités qui se distinguent les uns des autres par leur quantité de matrice. Un premier, une colluvion, consiste en blocailles formées d'accumulation sans matrice de blocs très anguleux et de formes irrégulières reposant les uns sur les autres (figure 8). Un second est constitué de silt et d'argile très oxydés, dépourvus de clastes, qui représentent une décomposition de la roche sous-jacente. Entre ces deux extrêmes, on observe des diamictons monolithologiques dans lesquels des clastes très angulaires, souvent altérés et décomposés, sont englobés dans

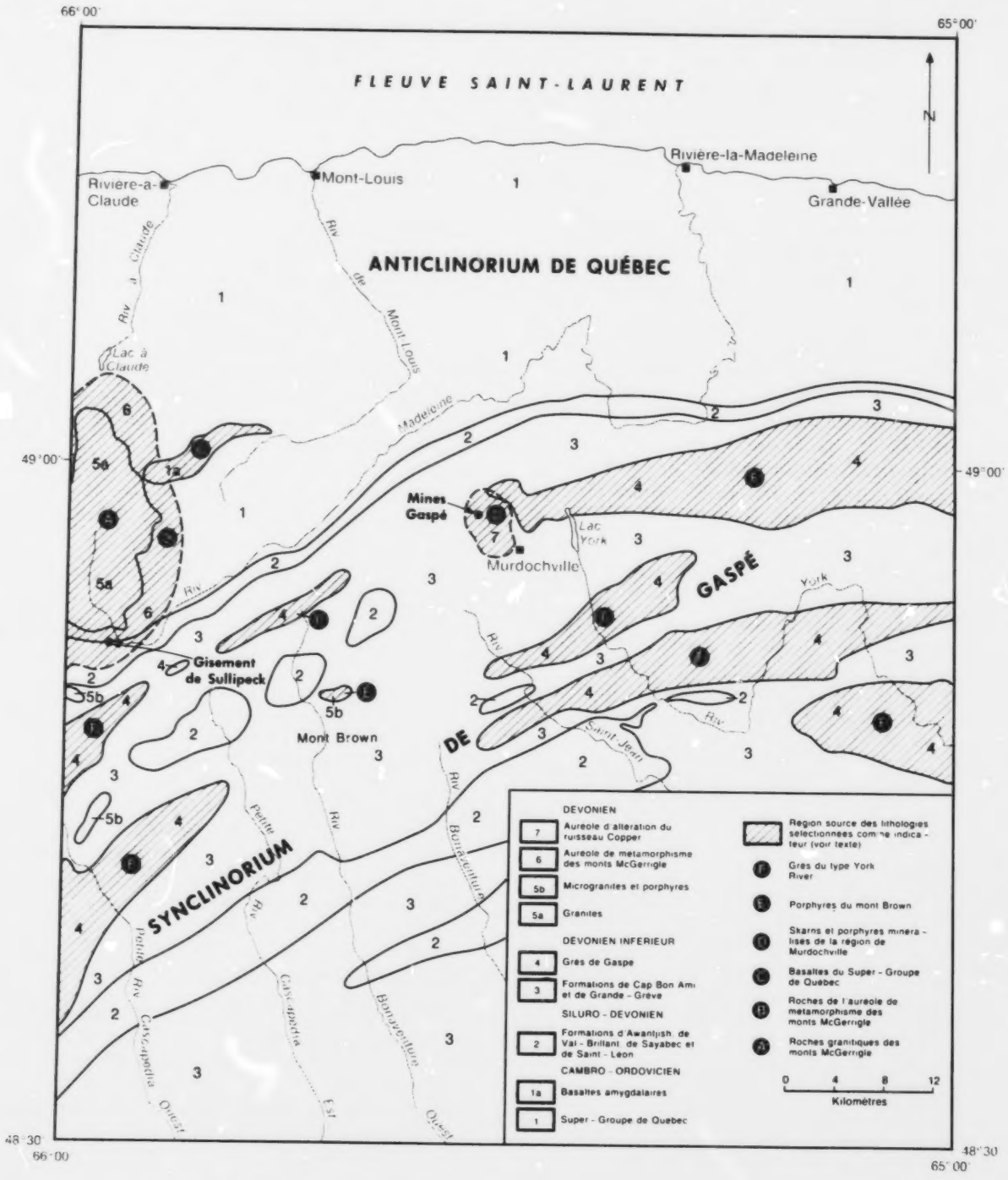


FIGURE 7 – Carte géologique de la région étudiée. Localisation des affleurements-sources des indicateurs: A) Granites des monts McGerrigle; B) Roches métamorphiques de l'auréole des monts McGerrigle; C) Basaltes du Super-Groupe de Québec; D) Skarns et porphyres de la région de Murdochville; E) Porphyre du mont Brown; F) Grès du type York River.

TABLEAU 1 – Stratigraphie des dépôts quaternaires de la région étudiée.

Âge	Groupe de dépôt	Type de sédiments	Distribution	Processus de sédimentation
WISCONSIN À HOLOCÈNE	SÉDIMENTS PÉRIGLACIAIRES	Felsenmeeres, blocailles et diamictons périglaciaires	Abondants sur les hauts sommets des monts McGerrigle	Sédimentation par gélifraction et mouvements de pente
		Dépôts organiques	Rares sur les plateaux	Sédimentation organique
	SÉDIMENTS POSTGLACIAIRES	Dépôts fluviaux	Faible étendue; dans les vallées importantes	Sédimentation fluviale
		Dépôts de pente et de talus	Très abondants sur toutes les pentes	Sédimentation de pente
WISCONSIN		Dépôt littoraux Argile marine	Aux embouchures des vallées	Sédimentation marine
		Deltas et diamictons glacio-marins	Près du fleuve; dans toutes les embouchures des vallées	Sédimentation glaciaire et glacio-fluviale dans la mer
	SÉDIMENTS GLACIAIRES	Dépôts glacio-fluviaux d'épandage Deltas glacio-fluviaux	Peu abondant; dans les vallées (zone II surtout)	Sédimentation glacio-fluviale
		Dépôts glacio-fluviaux de contact	Partout	Sédimentation par ablation
		Blocs erratiques, till de fusion	Dans les vallées (zone II)	Sédimentation glaciaire
		Till indifférencié		
?	SÉDIMENTS PRÉGLACIAIRES	Colluvions et altérites	Abondants sur les plateaux (zones I et II)	Altération in situ de la roche de fond

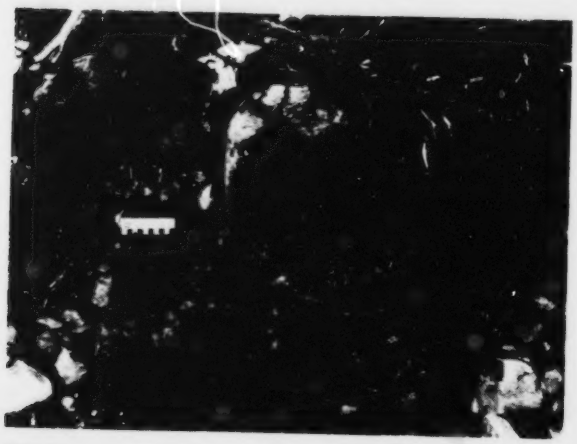


FIGURE 8 – Blocaille monolithologique (unité 2) surmontée de blocs erratiques des granites des monts McGerrigle (unité 6).

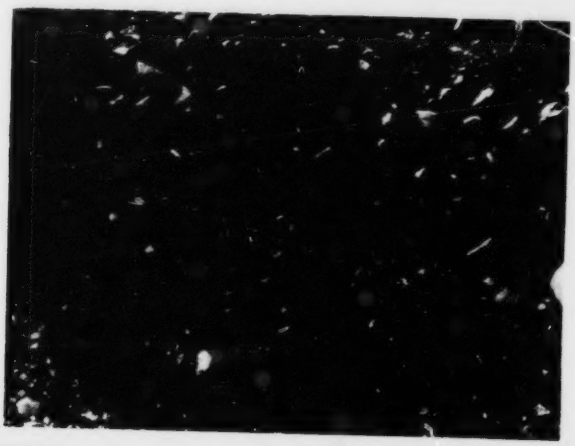


FIGURE 9 – Exemple d'un diamicton monolithologique préglaciaire.

une matrice silto-argileuse, très oxydée (figure 9). Ils reposent toujours directement sur la roche de fond altérée et montrent des épaisseurs variant de 0,5 m à plus de 2 m.

Les dépôts préglaciaires sont les sédiments meubles les plus répandus de la région. Ils sont omniprésents dans la région des plateaux où ils tapissent les interfluves sur de grandes superficies. En quelques endroits, ils sont recouverts par des diamictons d'origine glaciaire que l'on peut observer dans des excavations artificielles (figure 10). Plus souvent, ils sont surmontés de blocs erratiques isolés qui forment le sujet principal de ce rapport (figure 11).

Pris dans leur ensemble, ces dépôts représentent des altérites et des colluvions résultant, d'une part, de processus d'altération mécanique et chimique de la roche de fond sous-jacente et, d'autre part, de processus de sédimentation associés aux mouvements de pente (« creeping »). Le fait que ces altérites et colluvions monolithologiques soient recouvertes par des sédiments glaciaires tels que du till et des blocs erratiques, démontre qu'ils sont antérieurs à la dernière glaciation.

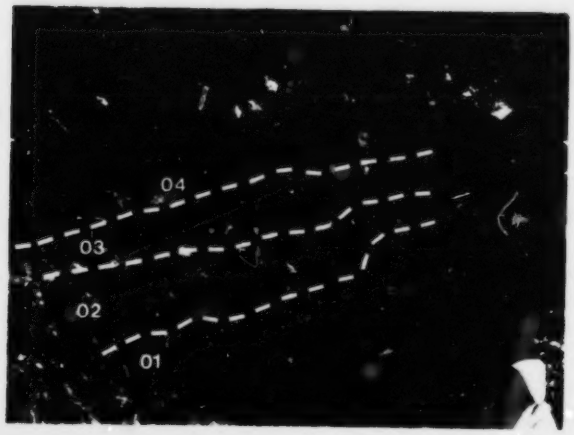


FIGURE 10 – Exemple de la stratigraphie type exposée dans les tranchées de la région au sud des monts McGerrigle. Unité 1: roche de fond fracturée; unité 02: blocaille monolithologique; unité 03: diamicton monolithologique; unité 04: till. A noter les erratiques de granites en surface, surmontant le till.

FIGURE 11 – Blocs de granites surmontant des altérites préglaciaires dans la région de Mont-Louis.

SÉDIMENTS GLACIAIRES

En général, les dépôts glaciaires sont peu abondants dans la région étudiée. De grandes superficies du territoire en sont d'ailleurs totalement dépourvues. En surface, les blocs erratiques forment le seul sédiment glaciaire qui ait une distribution régionale, bien que leur abondance, leur taille et leur concentration soient très variables. Sur la plupart des interfluves et dans toute la région des plateaux, ils représentent d'ailleurs les seuls dépôts glaciaires et sont les seuls témoins d'une quelconque manifestation d'activité glaciaire. C'est d'ailleurs cette distribution régionale, évidente dès le début de nos travaux de terrain, qui nous a conduit à l'étude statistique détaillée de la dispersion glaciaire des blocs erratiques.

Till

Le till n'est pas un dépôt glaciaire abondant dans la région; on ne le trouve que dans la région des hautes-terres (figure 12). Sa distribution est discontinue: il est surtout présent dans les vallées et généralement absent, ou très mince, sur les interfluves. À cause de l'absence de coupes, il est généralement difficile d'observer les caractéristiques texturales et structurales primaires de ce matériau. De plus, le till, avec d'autres types de dépôt d'origines diverses, a été remobilisé par l'action intense des processus de pente. Il est par conséquent souvent délicat de le reconnaître et d'interpréter son origine. Pour cette raison, il a été cartogaphié comme till indifférencié sur l'ensemble de la région (Chauvin, 1982; Chauvin 1983). Néanmoins, quelques rares affleurements de till de fond ont été observés. On trouve également, par endroits, un till d'ablation qui prend localement des expressions topographiques distinctes s'apparentant aux terrains à buttes et dépressions. Aucun till n'a été observé dans la partie sud de la région.

Dépôts glacio-fluviaux

Les sédiments glacio-fluviaux sont encore moins abondants que le till (figure 12). Ils consistent surtout en alluvions d'origine proglaciaire comblant le fond de certaines vallées et, accessoirement, en sédiments de contact glaciaire permettant d'établir des positions de fronts glaciaires. De plus, certaines vallées semblent avoir été, dans notre région, des voies d'évacuation préférentielles au drainage glaciaire comme par exemple, la vallée de la rivière York, où l'on trouve d'importantes accumulations de gravier et même quelques petits eskers. La rivière Madeleine a également contribué fortement au drainage tardiglaciaire, comme en font foi les deltas glacio-fluviaux qui s'y trouvent. Toutes les vallées qui drainent les eaux vers le fleuve Saint-Laurent ont à leur embouchure des deltas glacio-marins formés par les eaux de fonte entrant dans la mer de Goldthwait.

SÉDIMENTS POSTGLACIAIRES

On trouve des sédiments marins aux embouchures de toutes les vallées le long du fleuve Saint-Laurent ainsi que dans certaines encoches incisées dans les imposantes falaises de la côte (figure 12). Des argiles, des sédiments littoraux et deltaïques et des blocs glaciels y sont observés. La plupart des dépôts sont fossilifères. Une datation de coquillages prélevés dans une argile marine a donné un âge minimum de 13 060 ± 220 AA (QU-1434) pour l'incursion de la mer de Goldthwait dans cette région de la Gaspésie (Chauvin, 1984).

De tous les dépôts meubles de la Gaspésie, les colluvions associées aux pentes sont les sédiments les plus répandus (Lebuis & David, 1977; Hétu & Gray, 1980). Ils résultent de l'évolution des pentes et de la remobilisation de dépôts non consolidés par des processus de

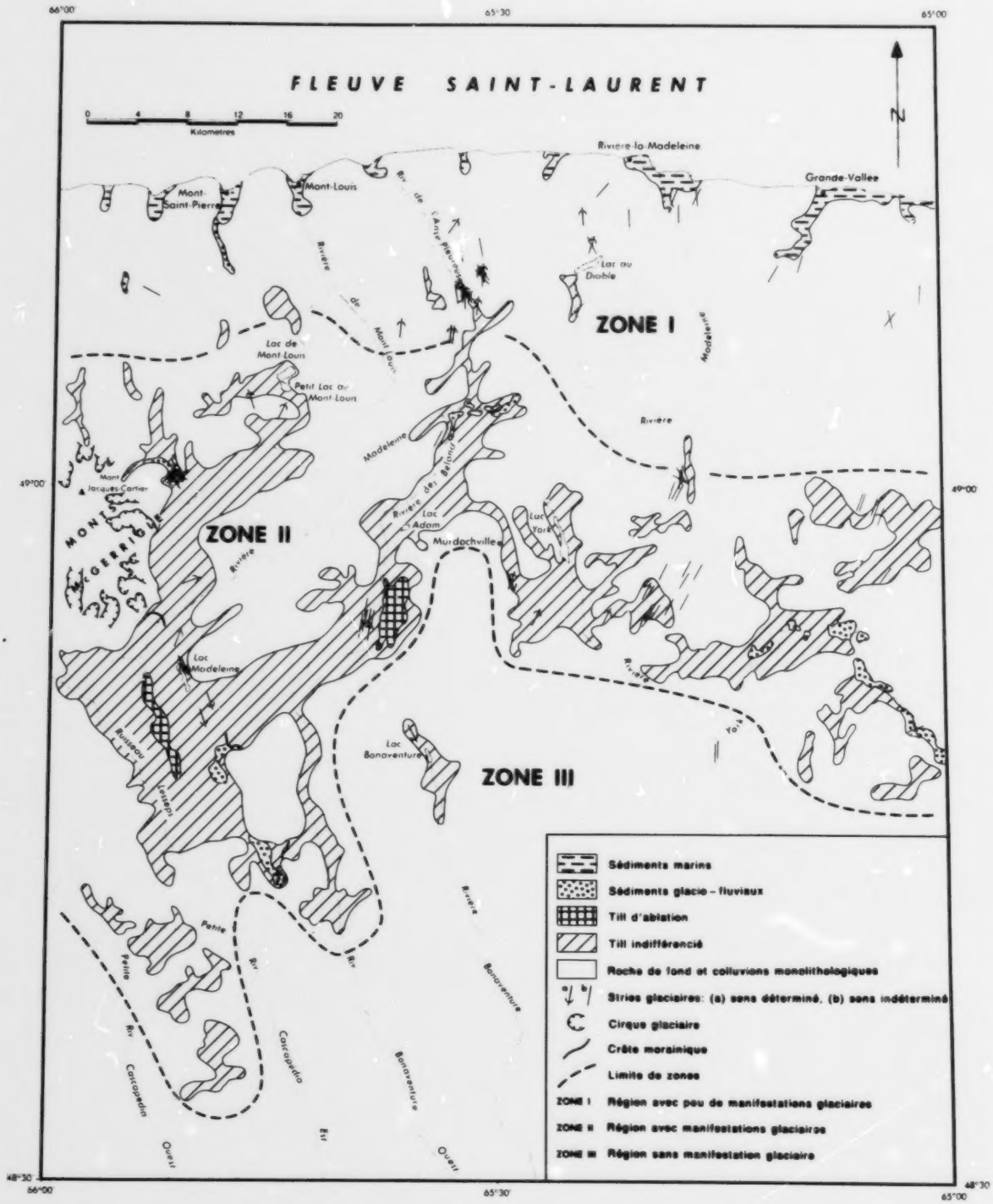


FIGURE 12 – Carte de la géologie glaciaire de la région étudiée.

pentes. Ils prennent des formes diverses telles que les talus d'éboulis, les dépôts d'avalanches et les cônes de déjection et d'alluvions. Dans les régions où l'on trouve des dépôts glaciaires, les colluvions sont polylithologiques et résultent d'un mélange de matériaux locaux, de saprolites et de débris in situ de la roche de fond, et de matériaux glaciaires de composition lithologique variable. Dans les régions dépourvues de dépôts glaciaires telles que les plateaux, les colluvions sont monolithologiques et réflètent directement la lithologie de la roche de fond. Ils présentent alors des faciès tout à fait semblables à certains dépôts préglaciaires décrits auparavant.

Enfin, des sédiments fluviatiles qui forment les lits des rivières actuelles, des dépôts lacustres au fond des lacs actuels et des dépôts organiques relativement peu abondants ont commencé à se former dès que les pentes furent libres de glace ; ils continuent à s'accumuler de nos jours.

SÉDIMENTS PÉRIGLACIAIRES

Sur les plus hauts sommets des monts McGerrigle et au sommet du mont Brown, on trouve des sédiments d'origine périglaciaire. Ceux-ci consistent en une accumulation, parfois sur plus de 3 mètres d'épaisseur, de gros blocs anguleux et de diamictons dérivés in situ de la roche de fond. Sur plusieurs de ces sommets, ils forment de véritable champs de blocs (figure 2) qui ont été décrits comme des « felsenmeeres » (Lebuis & David, 1977; David & Lebuis, 1984). Résultats de l'action intense de processus de gélifraction, ces dépôts exposent des morphologies de surface caractéristiques de formations périglaciaires (Payette & Boudreau, 1984). Sur les surfaces plates, les blocs forment des polygones de pierre caractéristiques des terrains périglaciaires (figure 13). Sur les pentes, les formes les plus répandues sont les sols striés, produits par l'alignement de blocs suivant l'axe des pentes (figure 14). On y trouve également des glaciers de pierres (figure 15) et différents types de lobes de gélifraction (Payette & Boudreau, 1984).

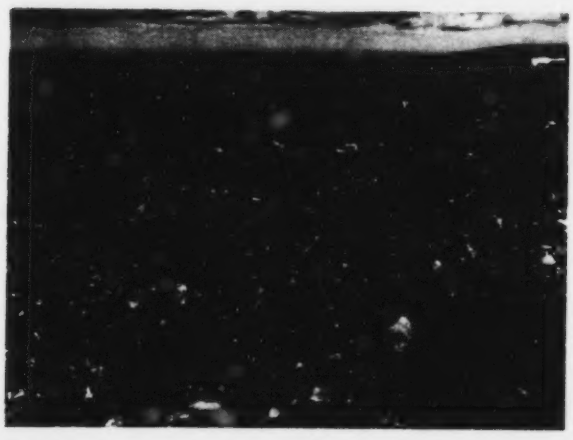


FIGURE 13 – Terrain polygonal sur le sommet du mont Jacques-Cartier.

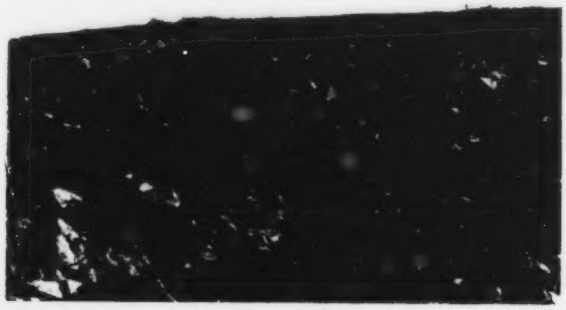


FIGURE 14 – Alignement de blocs sur une des pentes du mont Jacques-Cartier. Chaque bande a une largeur moyenne d'environ 4 m.

FIGURE 15 – Glacier de pierres dans la vallée du ruisseau des Cascades dans les monts McGerrigle.

L'âge de ces dépôts a toujours été un sujet d'interrogation pour les nombreux chercheurs qui se sont penchés sur ce problème. La présence des « felsenmeeres » sur les plus hauts sommets ainsi que l'absence de blocs erratiques et autres signes distinctifs d'activité glaciaire sur quelques uns de ces sommets a suggéré à certains auteurs que ces sommets étaient des nunataks associés au dernier maximum glaciaire (Richardson, 1858; Bell, 1863; Coleman, 1922; Grant, 1977; Lebuis & David, 1977; Ives, 1978). Cette hypothèse est toutefois contredite par les modèles récents reconstituant l'extension maximale de la dernière calotte glaciaire en Amérique du Nord (Sugden, 1977; Hughes, 1981). En effet, David & Lebuis (1984) suggèrent que des dépôts périglaciaires étaient déjà formés avant la dernière glaciation. D'après eux, ils ont été recouverts durant le dernier maximum glaciaire par un glacier dont la base était gelée, préservant ainsi les dépôts de l'érosion glaciaire. Néanmoins, les travaux récents de Payette & Boudreau (1984) ont

démontré l'effet important des processus périglaciaires sur ces sommets depuis la déglaciation. Leurs travaux démontrent bien qu'une importante partie des dépôts périglaciaires s'est formée depuis la déglaciation et que certains des processus responsables de leur formation sont encore très actifs.

Érosion glaciaire

Les caractéristiques physiographiques dominantes de la région étudiée ne sont pas le résultat d'un seul processus d'érosion. Elles résultent soit de l'érosion fluviatile, soit de l'érosion glaciaire. Ainsi, toute la région du plateau a été peu affectée par l'érosion glaciaire. En fait, la partie sud du plateau ne présente aucun signe évident d'érosion glaciaire. Les vallées ont des profils en V très encaissés (figure 5), les réseaux de drainage sont entièrement contrôlés par la stucture de la roche de fond, les interfluves sont très plats, les dépressions topographiques telles que lacs et marécages y sont absentes. Dans la partie nord du plateau, les signes d'érosion glaciaire sont également rares. Néanmoins, on y observe quelques macroformes telles que de larges dépressions topographiques dans lesquelles on trouve des lacs et des marécages, et qui peuvent être rattachées à l'érosion glaciaire. Comme ces dépressions occupent des terrains sur lesquels on n'observe que des dépôts préglaciaires, ils représentent probablement de vieilles formes d'érosion antérieures à la dernière glaciation. Dans cette partie septentrionale du plateau, seules les embouchures des vallées présentent des signes distinctifs d'érosion glaciaire tels que des profils en U, des vallées suspendues et des cuvettes de cirques glaciaires (figure 16).

Par contraste, la région des hautes-terres et des monts McGerrigle, à l'exception des hauts sommets couverts de « felsenmeeres », présente un modelé glaciaire bien développé. Les vallées sont larges et ont des profils en U très caractéristiques (figure 17). Les surfaces rocheuses mises à nue y sont bosselées (figure 4); on y trouve de nombreux cirques, vallées suspendues, dépressions maré-

FIGURE 16 – Photo aérienne de l'embouchure des vallées de Mont-Saint-Pierre et de Mont-Louis. A noter les vallées suspendues à profil en U.

FIGURE 17 – Vue aérienne de la vallée de la rivière Madeleine au sud des monts McGerrigle.

cageuses et lacs qui témoignent tous d'une érosion glaciaire dynamique dans ces régions.

Les stries glaciaires ne sont pas abondantes et, tout comme les macro-formes d'érosion, elles sont surtout présentes au centre de la région (figure 12). Nous y avons distingué trois systèmes distincts (figure 18). Le système le plus ancien regroupe des stries indiquant un écoulement glaciaire vers le sud-est, orienté principalement à 160°. Ces stries sont rares, moins d'une dizaine

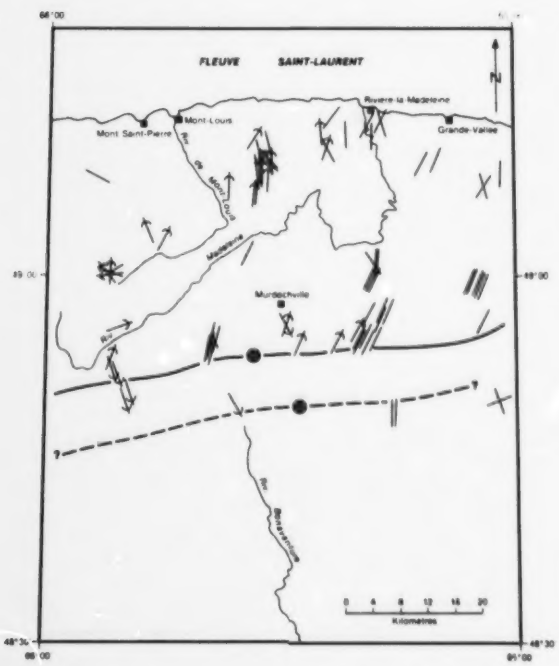


FIGURE 18 – Carte des stries glaciaires de la région étudiée: A) limite de l'extension de l'aire d'occurence des stries vers le nord; B) limite sud des écoulements vers le nord (basée sur la dispersion d'erratiques).

de sites ayant révélé leur présence. Un écoulement glaciaire vers le nord-est est mis en évidence par un second système de stries orientées en moyenne à 40°. Plus jeunes que les stries sud-est, les marques d'érosion associées à ce système sont les plus abondantes et les mieux imprégnées de la région d'étude. On les rencontre surtout dans la partie centrale de la région (figure 18). Quelques surfaces rocheuses exposent les deux systèmes. Enfin, un troisième système de stries, associé aux vallées de la région du plateau, est présent dans la partie nord de la région; il indique des écoulements glaciaires vers le nord et canalisés par ces vallées.

Distribution zonale des manifestations de l'activité glaciaire

Le caractère dominant et particulier de la géologie du Quaternaire de la région se manifeste par une distribution zonale des signes distinctifs de l'activité glaciaire (figure 12). Ces zones forment trois bandes distinctes, orientées est-ouest. Au nord, la zone I est une région où les manifestations de l'activité glaciaire sont rares et localisées seulement près ou dans les vallées importantes. Au centre, la zone II présente des signes distinctifs d'activité glaciaire qui sont nombreux et distribués régionalement. Au sud, la zone III délimite une région où les évidences d'une quelconque activité des glaciers sont quasi inexistantes. Le tableau 2 donne une brève description des principales caractéristiques de chacune de ces zones.

Les limites tracées entre chacune des zones voisines sont approximatives mais semblent suivre celles des différents domaines physiographiques. Les zones I et III correspondent à la région du plateau tandis que la zone II s'aligne avec la région des hautes-terres et des monts McGerrigle (voir figures 1 et 12).

Cette distribution en bande a été originellement observée et décrite sur l'ensemble de la moitié occidentale de la Gaspésie par David & Lebuis (1984). Quatre zones distinctes, parallèles et orientées selon l'axe de la péninsule, y sont présentes. Les trois zones décrites dans notre région correspondent et s'alignent avec les zones I, II et III décritent par David & Lebuis (1984) et présentent sensiblement les mêmes caractéristiques.

Histoire glaciaire

Les évidences stratigraphiques recueillies dans notre région ainsi que dans des régions adjacentes (Lebuis & David, 1977; David & Lebuis, 1984) permettent de rattacher les sédiments glaciaires du centre de la Gaspésie à la dernière glaciation wisconsinienne. En Gaspésie centrale, celle-ci fut probablement amorcée par le développement d'une calotte glaciaire primaire localisée sur les hautes-terres centrales de la Gaspésie (David & Lebuis, 1984). Bien qu'aucune évidence directe prouvant

TABLEAU 2 – Caractéristiques de la distribution zonale des manifestations de l'activité glaciaire.

Zone	Macro-formes d'érosion	Stries	Dépôts*	Directions de l'écoulement	Roche de fond
I	Rares; vallées à profil en V; sauf près du fleuve: vallées en U et cuvettes de cirques	Rares; dans ou près des vallées seulement	Rares; dans les vallées seulement	Régionale: vers le NE Locale: vers le N et le NW, parallèlement aux vallées.	Erodée dans les vallées et altérée sur les interfluves
II	Nombreuses et dominantes; vallées larges et arrondies, profil en U, nombreux cirques, vallées suspendues, etc.	Communes; sur les interfluves et dans les vallées	Communs; dans les vallées surtout	Vers le NE, localement vers le SE	Erodée, surface fraîche
III	Totalement absentes; vallées très disséquées, étroites, avec profil en V très accentué	Absentes	Aucun, sauf des blocs erratiques	Vers le SE (basé sur la dispersion d'erratiques)	Profondément altérée; aucune surface fraîche

* À l'exception des blocs erratiques.

l'existence d'une telle calotte n'ait été observée dans notre région, des évidences existent, à l'ouest de notre région, démontrant son existence (Lebuis & David, 1977; David & Lebuis, 1984).

Les conditions climatiques se détériorant de plus en plus, cette calotte primaire s'étendit graduellement. En même temps, sur le Bouclier canadien, l'inlandsis continental progressait vers le sud. Il traversa le fleuve Saint-Laurent pour s'étendre en Gaspésie, tout d'abord dans la partie ouest, où les signes de son action sont abondants (Lebuis & David, 1977). Subséquemment, les deux masses de glace se fusionnèrent pour ne former, au maximum glaciaire, qu'une seule masse de glace rattachée à l'inlandsis continental dont l'extension déborda amplement les limites de la péninsule (David & Lebuis, 1984; Chauvin *et al.*, 1984; LaSalle *et al*, 1984). Dans notre région, l'écoulement relié à cette phase glaciaire s'orienta à 160° et produisit les stries du système sud-est (figure 18) et des traînées d'erratiques qui seront discutées dans les prochaines sections de ce rapport. En Gaspésie centrale, cette phase glaciaire ne fut pas très dynamique et peu de dépôts glaciaires peuvent y être rattachés. David & Lebuis (1984) expliquent ce faible dynamisme par un modèle de glaciation où les concepts glaciologiques sont reliés aux régimes thermiques de la base des glaciers (Weertman, 1961; Boulton, 1972 et 1974; Hughes, 1981). Selon ce modèle, la base du glacier était en grande partie gelée durant le dernier maximum glaciaire, préservant ainsi de l'érosion glaciaire une grande partie de la péninsule gaspésienne. Des changements dans les conditions du régime thermique de cette masse de glace sont responsables de la zonation des manifestations d'activité glaciaire qu'on observe aujourd'hui en Gaspésie (Zones I, II, III, IV).

La déglaciation de la Gaspésie s'amorça par l'incursion de la mer de Goldthwait dans l'estuaire du Saint-Laurent et la formation d'une baie de vêlage. La progression de cette baie dans l'axe du fleuve isola du reste de l'inlandsis continental une masse glaciaire déjà établie sur l'ensemble des Appalaches du Québec (Lebuis & David, 1977; Locat, 1977; Thomas, 1977; Chauvin *et al*, 1984; David & Lebuis, 1984). Dans notre région, les premiers écoulements glaciaires reliés à cette phase de déglaciation sont orientés vers le nord-est, comme en font foi le système régional de stries nord-est et les traînées d'erratiques qui seront discutés dans les sections suivantes. A mesure que la baie de vêlage progressait vers l'amont de l'estuaire, les écoulements glaciaires s'orientèrent vers le nord et, la glace s'amincissant, furent canalisés dans les vallées importantes. Nous relions à cet épisode le système de stries orienté vers le nord dans les vallées de notre région. Enfin, il est probable qu'à la toute fin de la déglaciation, cette calotte appalachienne se soit scindée en plusieurs calottes résiduelles (David & Lebuis, 1984). Dans notre région, très peu d'évidences peuvent être reliées à une telle phase, à l'exception de quelques sites montrant des stries multidirectionnelles et quelques accumulations de dépôts de contact glaciaire.

Méthodologie utilisée pour le traçage de blocs

D'excellents résumés concernant le traçage des blocs erratiques et les méthodologies utilisées pour ce genre d'étude sont discutés dans Dreïmanis (1958), Hyvärinen *et al.* (1983), Shilts (1976) et Shakesby (1979). En général, la plupart des travaux cités se sont attachés à décrire des traînées associées à une seule lithologie. Les études quantitatives où l'on essaie d'établir la distribution des blocs erratiques d'une traînée à l'aide de variations de fréquences sont rares.

La méthodologie que nous avons retenue pour étudier le traçage des erratiques visait une approche quantitative systématique pour l'ensemble du territoire. Elle a fait appel au principe du « comptage de blocs », selon une grille d'échantillonnage fixe, distribuée sur l'ensemble du territoire accessible. Cette méthode consiste à évaluer, en un site donné, la fréquence (en pourcentage) de blocs erratiques en surface dont, en principe, on connaît le lieu d'origine pour une lithologie donnée. Six groupes lithologiques ont été sélectionnés à cette fin. A chaque site de comptage, nous avons établi la fréquence des erratiques appartenant à chacun de ces groupes par rapport au total des erratiques rencontrés, y inclus les blocs autochtones. Dans cette dernière catégorie, seuls les blocs montrant des évidences de transport glaciaire telles que stries, marques d'érosion, polissage et formes arrondies, ont été comptés. Un total moyen d'environ 200 erratiques a été compté à chaque site (minimum obtenu: 125; maximum: 436). La taille des blocs était comprise entre 6 et 25 cm. Cette classe granulométrique nous est rapidement apparue comme étant la plus favorable. Les blocs erratiques de cette taille sont abondants, faciles à manipuler et assez gros pour être facilement identifiables. De plus, ces dimensions correspondent respectivement aux longueurs standards de la pointe et du manche d'un marteau de géologue, permettant ainsi un comptage rapide.

La plupart des comptages ont été effectués le long des chemins forestiers, sur les plateaux et les interfluves. Dans la mesure du possible, nous avons évité les vallées afin de minimiser l'impact de la canalisation de l'écoulement glaciaire dans les vallées.

Près de 1 000 comptages ont été effectués, distribués sur l'ensemble du territoire accessible par véhicules motorisés. Une densité moyenne de 0,5 site/km^2 a ainsi été obtenue; certains secteurs ont été étudiés plus en détails, notamment le secteur situé au sud et à l'est des monts McGerrigle où la densité de comptage a été augmentée à près de 2 sites/km^2.

Lithologie des indicateurs

Plusieurs facteurs améliorent l'efficacité d'une étude de traçage de blocs, le principal étant certainement la disponibilité de bons indicateurs: une roche distincte, facilement identifiable, dont la source est bien localisée et qui peut résister au transport glaciaire. A ce titre, le contexte géologique de la région nous a été très favorable. On y trouve en effet plusieurs sources lithologiques répondant à ces critères. A l'exception d'une seule, toutes les lithologies utilisées comme indicateur consistent en roches ignées ou métamorphiques dont les propriétés pétrographiques diffèrent totalement de celles des roches sédimentaires paléozoïques qui forment l'ossature géologique de la péninsule gaspésienne.

Plusieurs types de roches nous ont servi d'indicateurs. Nous les avons regroupés en sept groupes lithologiques distincts (figure 7): A) les roches granitiques des monts McGerrigle; B) les roches métamorphiques de l'auréole des monts McGerrigle; C) les basaltes du Super-Groupe de Québec; D) les skarns et porphyres minéralisés de la région de Murdochville; E) les porphyres du mont Brown et enfin; F) les grès du type York River.

A) Parmi les **roches granitiques des monts McGerrigle**, la roche caractéristique prédominante est un granite rose ou gris pâle, généralement moyennement grenu (De Römer, 1977). On y trouve également des roches hybrides telles que des monzonites, granodiorites et syénites. Ces roches sont généralement grises, grenues et contiennent souvent des enclaves de différentes compositions (De Römer, op. cit.). Toutes ces roches se retrouvent sous forme de blocs erratiques compacts, généralement arrondis, qui ne peuvent être confondus avec aucune autre lithologie locale. L'ensemble de ces intrusions granitiques a produit un corps massif de près de 20 kilomètres de longueur par 10 kilomètres de largeur qui forme l'ossature centrale du massif des monts McGerrigle dont l'expression topographique domine le paysage environnant par plus de 500 mètres (figure 2).

B) Les **roches de l'auréole de métamorphisme des monts McGerrigle** comprennent des cornéennes pélitiques calco-silicatées et cherteuses, généralement gris très foncé, des skarns à diopside et grenat de couleur vert pâle et des métabasaltes. Ces roches sont très souvent laminées et présentent généralement des microplissements. Leur très grande dureté et leur cassure conchoïdale sont des caractères distinctifs qui permettent de les identifier. Ces roches sont généralement minéralisées en pyrite disséminée. Elles produisent des blocs erratiques

semblables, par leur forme et leur dimension, aux granites des monts McGerrigle. Étant donné qu'elles affleurent en bordure du massif des monts McGerrigle, elles ont été profondément incisées à cause de nombreux cirques et vallées glaciaires.

C) Les **basaltes du Super-Groupe de Québec** affleurent en bordure nord-est du massif des monts McGerrigle (figure 7). Ils sont composés de basaltes massifs et amygdalaires vert sombre, parfois rougeâtres. Le faciès massif est entièrement holocristallin et sa texture diabasique est typique (De Römer, 1977). Le faciès amygdalaire est caractérisé par des amygdales rondes formées de cristaux de calcite rosée ou blanche. L'épidote abonde dans ces roches et se présente souvent en petites veines de quelques millimètres de largeur. La plupart des blocs erratiques qui en dérivent ont une forme typique d'ellipsoïde allongé et sont souvent très bien polis. Ces basaltes sont très caractéristiques et présentent des propriétés pétrographiques qu'on ne retrouve dans aucune autre lithologie de la région. Ils sont peu étendus, formant une source ponctuelle bien délimitée et produisant une ligne de crêtes de direction nord-est, s'élevant abruptement d'une altitude moyenne de 530 m à 900 m (figure 19). Ces caractéristiques en font un indicateur idéal pour une étude de traçage de blocs.

D) Les **skarns et porphyres minéralisés de la région de Murdochville** représentent deux lithologies bien distinctes. Ce sont d'une part les skarns associés à la zone d'altération de Murdochville et, d'autre part, les dykes et filon-couches de porphyres quartzo-feldspathiques qui ont envahi les roches sédimentaires dévoniennes de la région (Brummer, 1966). Nous les avons utilisés comme indicateur et inclus dans un même groupe. Les skarns sont des roches silicifiées, blanches ou vert très pâle, très dures et minéralisées en sulfures disséminés. Ils produisent des erratiques de forme compacte et subangulaire qui, surtout à cause de leur couleur très pâle, contrastent fortement avec les blocs de source locale. Les porphyres quartzo-feldspathiques sont des roches grises, localement rosées, composées d'un assemblage de phénocristaux de plagioclases, d'orthose, de quartz et de biotite, enrobés dans une pâte finement grenue de feldspath et de quartz. La forme arrondie des phénocristaux de quartz est une caractéristique particulière de cette roche. Ces porphyres sont généralement minéralisés en sulfures et en magnétite. Toutes ces roches se trouvent dans une région de hautes-terres que McGerrigle (1952) appelait les « Béland – Upper York Highlands » où l'on trouve des sommets qui s'élèvent à plus de 800 mètres (figure 20).

E) Les **porphyres du mont Brown** font partie d'une intrusion qui a produit une colline bien démarquée par rapport à la topographie environnante qu'elle surplombe par plus de 300 mètres. La roche est un porphyre feldspathique d'une couleur rose saumon très distincte, formé de petits cristaux de feldspath de 1 à 3 mm de longueur qui sont enrobés dans une pâte de feldspath rose, aphanitique (Landry, 1983). Le contenu en quartz excéde rarement 5 %. Les erratiques dérivés de cette roche sont généralement angulaires ou subangulaires, résultat d'un haut degré de fracturation du massif. Ils présentent une patine d'altération bien typique de couleur beige chamois.

F) Les **grès du type York River** sont des grès quartzo-feldspathiques que l'on retrouve dans la Formation de York River et au sommet de la Formation de York Lake (McGerrigle, 1950). Ce sont des grès à grain fin à moyen, gris verdâtre, qui présentent une texture poivre et sel caractéristique. De toutes les roches utilisées comme indicateurs, ce sont les seules dont l'identification pouvait être délicate. Toutes les autres lithologies étaient facilement identifiables, très caractéristiques, et ne pouvaient être confondues avec aucune autre. Par contre, les grès du type York River peuvent ressembler à certains autres grès qui affleurent dans d'autres formations. Néanmoins, les critères d'identification que nous avons utili-

FIGURE 19 – Vue vers le nord des collines formées par les basaltes du Super-Groupe de Québec.

FIGURE 20 – Vue vers l'est des monts Béland.

sés étaient suffisamment précis pour éviter le plus d'erreurs possible. Malgré la possibilité que des grès provenant de d'autres formations aient pu être inclus dans ce groupe, nous croyons que statistiquement ces erreurs d'identification n'ont pas influencé sensiblement les résultats. Cette assomption s'appuie sur le fait que les résultats des comptages semblent cohérents et conformes à ceux obtenus avec les autres lithologies. Les grès de type York River affleurent sur de vastes superficies de la région où ils forment des bandes allongées de plusieurs kilomètres de large, orientées NE-SW. En général, ces roches occupent des terrains peu élevés.

Compilation des résultats

Les résultats des comptages de blocs sont présentés en annexe. Ces résultats ont été traités par ordinateur sur le système SIGALS (Système interactif graphique d'analyse de localisation et de statistiques) du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. La plupart des diagrammes utilisés ont été produits par traitement informatique puis redessinés pour fin d'édition

Pour chacun des groupes lithologiques servant d'indicateurs, à l'exception des lithologies précambriennes, nous avons établi des cartes montrant le champ de distribution des blocs erratiques qui leur est rattaché (figures 21A à 26A). Pour un indicateur donné, ces cartes identifient les régions où les erratiques sont présents et celles où ils sont absents. Elles démontrent que chaque groupe lithologique utilisé comme indicateur a produit des traînées d'erratiques bien déterminées.

Nous avons aussi dressé, pour chacun des groupes, des cartes montrant les variations de la concentration des blocs erratiques à l'intérieur des traînées (figures 21B à 26B et figure 26C). Ces variations sont illustrées au moyen d'isoplètes à des intervales de 10 %. Dans certains cas, nous avons utilisé ces cartes pour produire des courbes de dispersion qui illustrent les variations de fréquence des erratiques par rapport à la distance de transport (p. ex. figure 23).

Principales traînées d'erratiques

L'analyse statistique régionale de la distribution des erratiques en surface nous a permis de mettre en évidence une dizaine de traînées de blocs. En fait, à chaque groupe lithologique servant d'indicateur correspondent des traînées de blocs erratiques plus ou moins bien définies. Pour la plupart des indicateurs, ces blocs ont produit deux traînées distinctes à partir de leur source: une traînée sud-est et une traînée nord-est (figures 21 à 26). Ainsi, deux traînées bien délimitées s'étendent à partir des granites des monts McGerrigle, des roches métamorphiques de l'auréole des monts McGerrigle, des basaltes du Super-Groupe de Québec et des skarns et porphyres de Murdochville. De plus, une très belle traînée d'erratiques s'étend vers le nord-est à partir du mont Brown. Enfin, bien que l'on ne puisse strictement parler d'une traînée mais plutôt d'un champ de dispersion pour les indicateurs du type York River, ceux-ci nous révèlent de belles dispersions vers le nord-est.

De toutes ces traînées d'erratiques, les plus importantes, de par leurs dimensions, leurs étendues et leur valeur comme indicateur, sont celles associées aux granites des monts McGerrigle. Ce sont également celles que nous avons étudiées le plus en détail, à cause de la grande dimension de la source, de l'importante quantité de débris qu'elles ont produits, d'un accès particulièrement favorable autour des monts McGerrigle (figure 6) et enfin à cause de la présence de plusieurs coupes artificielles permettant de définir adéquatement le contexte stratigraphique des sédiments meubles qui leur sont associés.

Traînées des granites des monts McGerrigle

La carte du champ de distribution des blocs de granites des monts McGerrigle indique que ces erratiques ont été dispersés sur une grande superficie qui déborde, vers le sud, les limites de la région étudiée (figure 21A). De plus, il existe une étendue de blocs à l'ouest et au sud-ouest du batholite qui étend le champ de distribution illustré (David & Lebuis, 1984). En fait, on peut qualifier de radiale, la distribution des blocs de granites provenant des monts McGerrigle. Néanmoins, l'étude statistique de la fréquence de ces blocs, illustrée par la carte de variation de fréquences (figure 21B), met en évidence deux traînées distinctes: une traînée sud-est et une autre nord-est.

TRAÎNÉE SUD-EST

Description

La traînée principale s'étend à partir des monts McGerrigle, au travers de toute la région d'étude, le long d'une direction moyenne de 160° (figure 21). Elle déborde notre région et se poursuit sensiblement selon la même orientation jusqu'à la baie des Chaleurs, sur une distance de plus de 100 km (LaSalle & David, 1984; Chauvin *et al.*, 1984). Près de sa source, les blocs sont très abondants et atteignent souvent des tailles importantes (figure 22).

La dispersion est de forme linéaire et est bien marquée par des isoplètes formant des bandes allongées orientées parallèlement à l'axe de la traînée (figure 21B). Sur plus de vingt kilomètres à partir de la source, les blocs de granites représentent au-delà de 20 % de toutes les lithologies de blocs erratiques observées, ce qui illustre la forte proportion d'erratiques produits par les granites des monts McGerrigle. Dans l'axe de la dispersion, au centre de la traînée, on trouve au-delà de 50 % de blocs de granite à plus de 10 km de la source. A partir de 20 km de la source, la fréquence des blocs diminue lentement, pour atteindre un point zéro indéfini, au-delà du littoral actuel de la baie des Chaleurs (Chauvin *et al.*, 1984; LaSalle & David, 1984).

Le centre de la traînée, où les fréquences sont supérieures à 10 %, forme un couloir d'environ 10 km de largeur correspondant sensiblement à la largeur de la source des granites prise perpendiculairement à l'axe de la dispersion. La largeur totale de la traînée est en moyenne de 20 km.

La concentration des erratiques diminue à partir de la source selon une fonction exponentielle du type $Y = Yo\ e^{ax}$ où l'explication des paramètres est la suivante:

- Y = abondance (%);
- Yo = abondance initiale à la source (%);
- e = exponentielle;
- a = paramètre (positif ou négatif selon que la courbe exprime une croissance ou une décroissance);
- et x = distance de la source en km.

La tête de la traînée montre une décroissance rapide de l'abondance des erratiques tandis que la queue est caractérisée par une décroissance graduelle plus lente (figure 23).

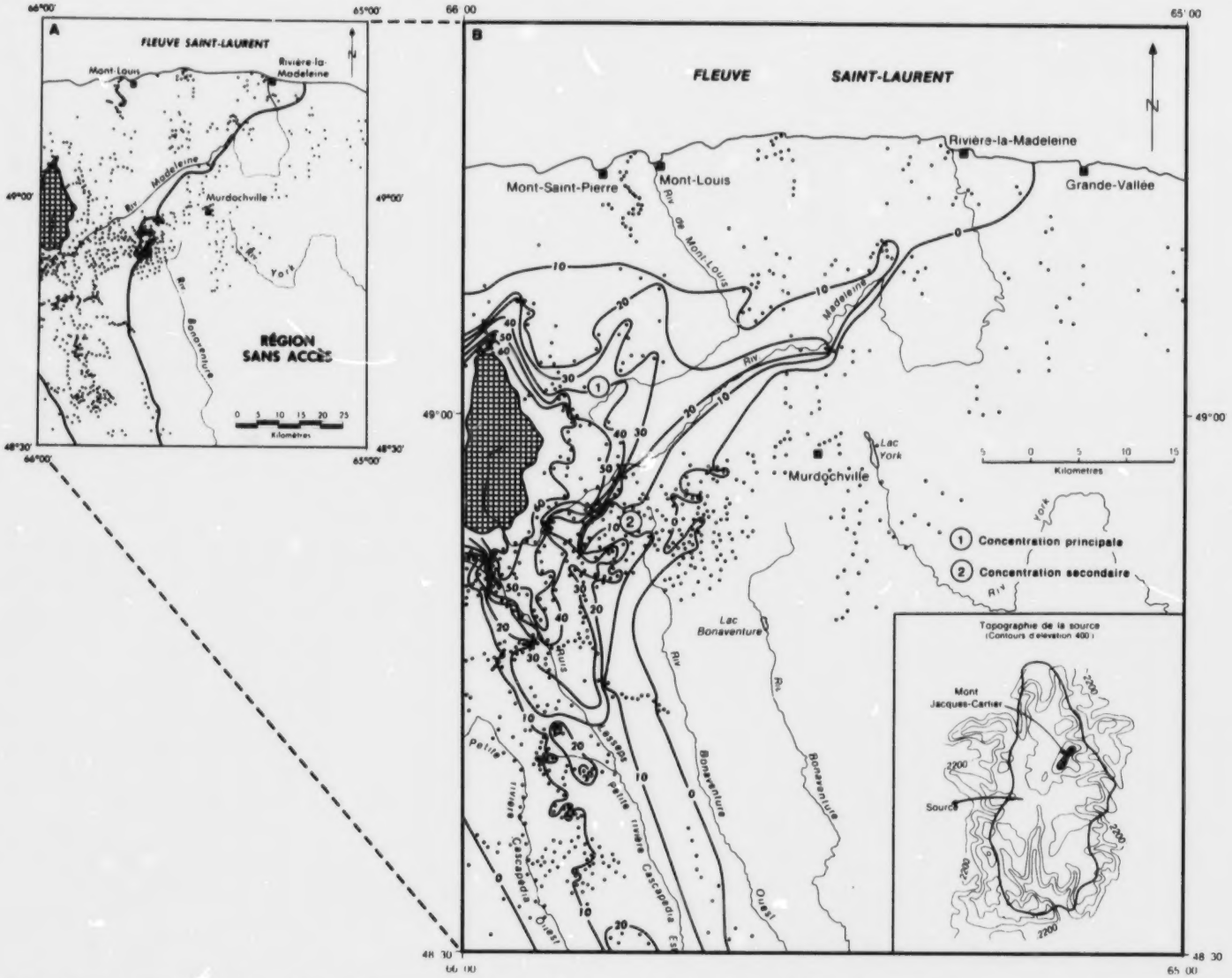


FIGURE 21 – Champ de distribution (A) et variation de fréquences des erratiques (B) en provenance des monts McGerrigle. Le champ ombragé (A) correspond au territoire ou l'indicateur a été observé; la zone quadrillée représente l'aire de distribution des affleurements-sources; chaque point indique un site de comptage de blocs; les isoplètes en B ont été tracées à des intervalles de 10 %.

FIGURE 22 – Exemple de l'abondance et de la taille des blocs à la tête de la traînée des granites des monts McGerrigle.

Cadre stratigraphique

À la tête de la traînée, le cadre stratigraphique des sédiments quaternaires sur lesquels on trouve les blocs erratiques est assez complexe. Une interprétation en est donnée au tableau 3. Ce cadre a pu être établi par l'examen d'une vingtaine de tranchées dans lesquelles nous avons observé une stratigraphie plus ou moins homogène de différents types de diamictons (figure 24).

Ainsi, à la tête de la traînée, les blocs erratiques en surface sont associés à un diamicton d'origine glaciaire, probablement un till, dont le contenu lithologique démontre qu'il dérive en bonne partie des granites des monts McGerrigle. Ces dépôts glaciaires recouvrent des sédiments préglaciaires (tableau 3). Les dépôts glaciaires et préglaciaires se distinguent par une composition texturale de la matrice différente (figure 25).

Les dépôts préglaciaires consistent en divers diamictons monolithologiques résultant de l'altération mécanique et chimique de la roche de fond. Nous y avons distingué les unités 1, 2 et 3. *L'unité 1* regroupe des altérites qui prennent plusieurs formes, dépendemment de la lithologie de la roche de fond à partir de laquelle elles se sont développées. Ce sont en général des argiles et des silts très oxydés, ou encore, de la roche désagrégée ou très décomposée. Ces dépôts sont toujours en contact graduel avec la roche de fond sous-jacente. *L'unité 2* consiste en blocailles monolithologiques formées de diamictons à blocs, sans matrice. Les blocs, de formes irrégulières et très angulaires, se supportent les uns les autres, formant ainsi des accumulations très lâches (figure 8. L'arrangement au hasard de ces blocs montre que ceux-ci ont subi un certain transport, car il n'est pas contrôlé par l'orientation des structures de la roche de fond. Enfin, *l'unité 3*, la plus répandue, consiste en diamictons monolithologiques à matrice silto-argileuse.

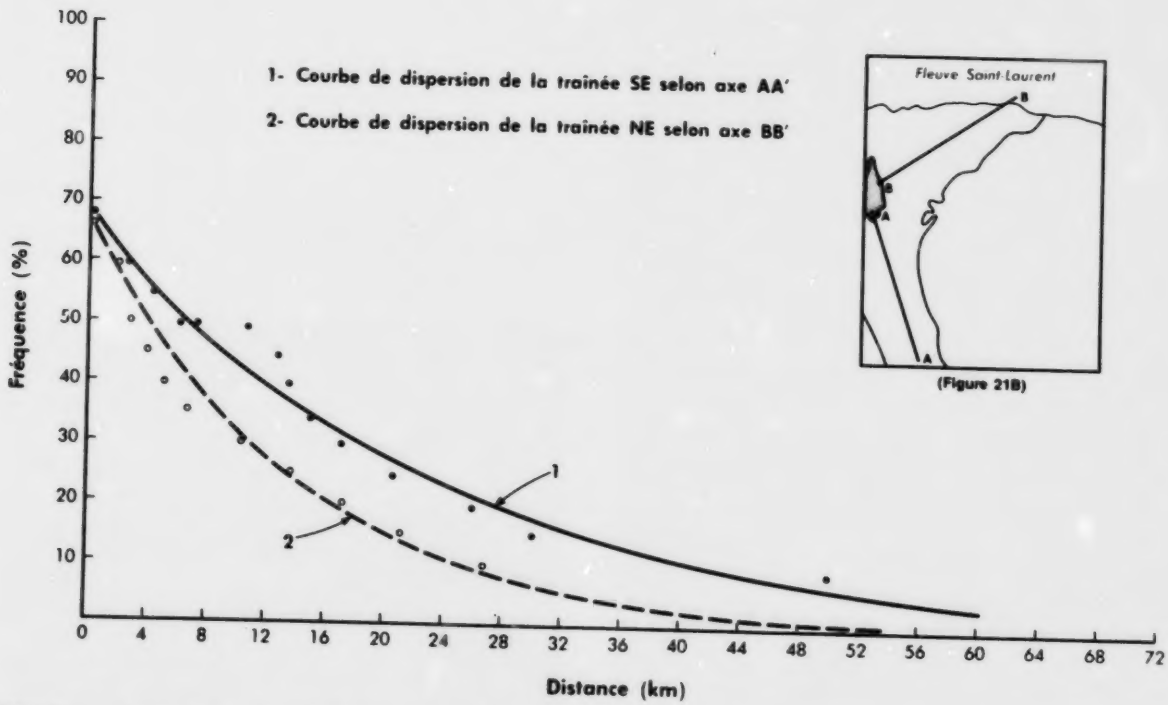


FIGURE 23 – Courbes de la variation de fréquences versus la distance de transport pour les traînées sud-est et nord-est des granites des monts McGerrigle. Les points ont été obtenus, selon les axes illustrés, par l'intersection des isoplètes de 10 % sur la figure 21B.
Courbe (1): équation: $Y = 68{,}9\ e^{-0{,}44x}$; $R = -0{,}958$ (coefficient de corrélation).
Courbe (2): équation: $Y = 67{,}6\ e^{-0{,}44x}$; $R = -0{,}984$

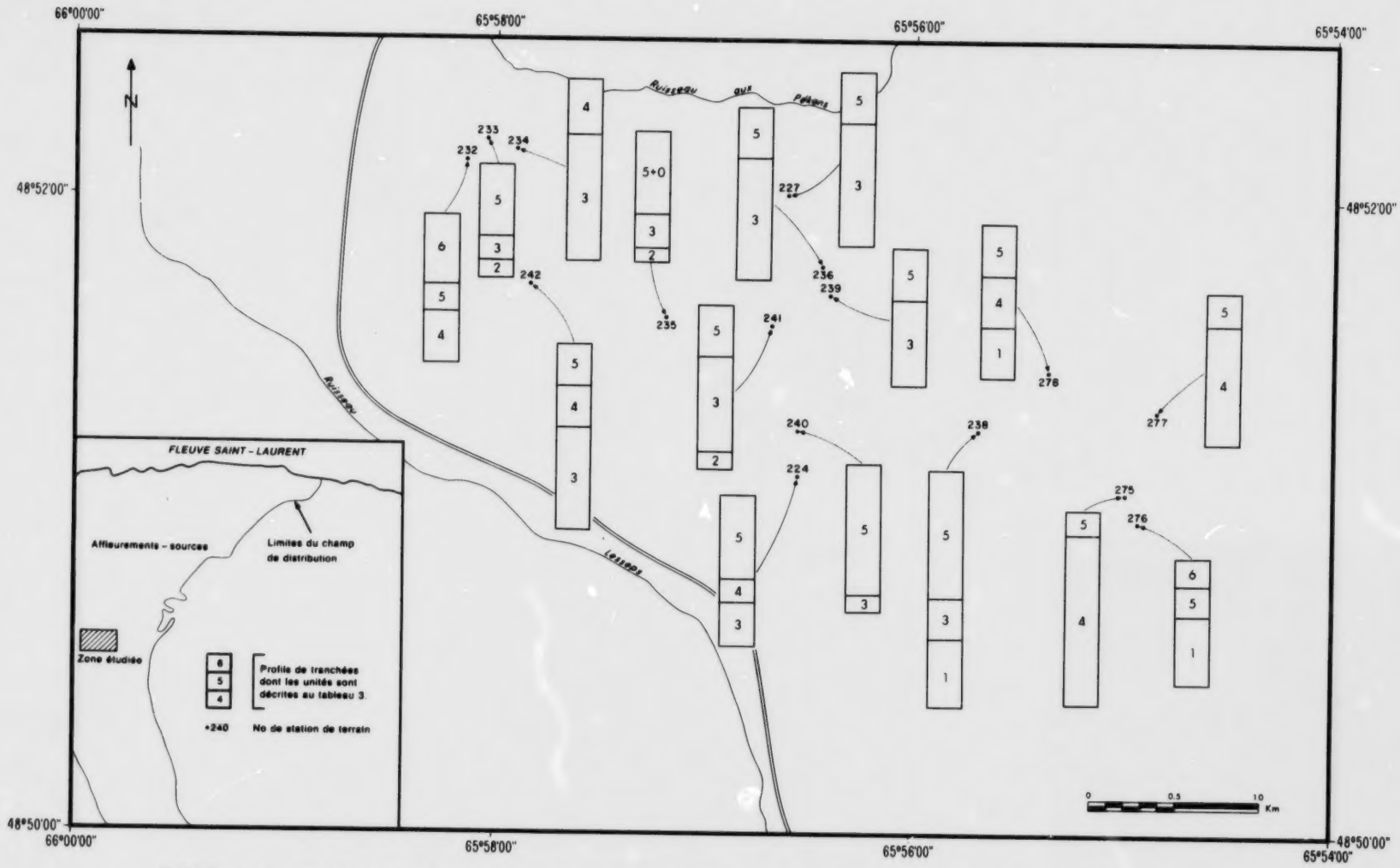


FIGURE 24 – Stratigraphie des dépôts meubles (sous-jacents aux blocs erratiques de surface) à la tête de la traînée SE des granites des monts McGerrigle.

TABLEAU 3 – Stratigraphie des dépôts meubles à la tête de la traînée SE des granites des monts McGerrigle.

Unité	Type de dépôt	Interprétation génétique	Groupe
7	Diamictons polylithologiques	Colluvions postglaciaires	SÉDIMENTS POSTGLACIAIRES
6	Blocs erratiques	Dépôts d'ablation	
5	Diamictons polylithologiques à matrice sablonneuse (plus de 50 % de cailloux granitiques provenant des monts McGerrigle)	Till de fusion	SÉDIMENTS GLACIAIRES
4	Diamictons polylithologiques (2 à 5 % de blocs de provenance locale)	Tills et colluvions développés à partir de dépôts glaciaires	
3	Diamictons monolithologiques à matrice silto-argileuse	Colluvions et altérites colluvionnées	
2	Blocailles monothologiques. Pas de matrice	Colluvions périglaciaires, paléofelsenmeeres?	SÉDIMENTS
1	Silts et argiles oxydés	Altérites et roche de fond altérée	

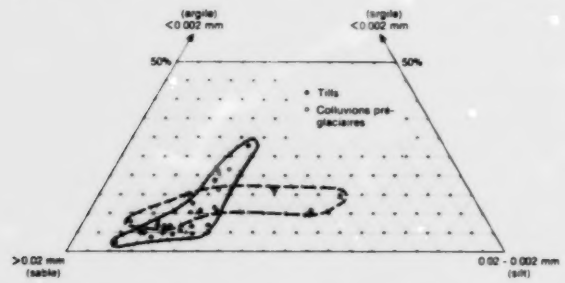


FIGURE 25 – Composition texturale de la matrice des différents diamictons à la tête de la traînée sud-est des granites des monts McGerrigle.

Les clastes anguleux et monolithologiques sont tellement altérés localement que dans de nombreux cas on n'observe plus que des fantômes de blocs (figure 26). La matrice de ces diamictons est toujours très oxydée et lâche. Parfois, l'altération des dépôts est tellement forte qu'il est impossible de distinguer la matrice des clastes. Aucun bloc erratique de quelque nature lithologique que ce soit n'a été observé dans ces trois lithofaciès.

FIGURE 26 – Exemple d'un diamicton monolithologique à matrice silto-argileuse; à noter les fantômes de clastes désagrégés (unité 3).

Selon notre interprétation des altérites et des colluvions, tous ces dépôts résultent d'altération chimique et mécanique de la roche de fond. Ce sont des sédiments préglaciaires du même type que ceux que l'on trouve sur les plateaux des zones I et II.

Des sédiments glaciaires recouvrent les sédiments préglaciaires (figure 27). Nous y avons distingué les unités 4, 5 et 6 qui se différencient des dépôts préglaciaires par des compositions texturales et lithologiques différentes (figure 24 et tableau 3).

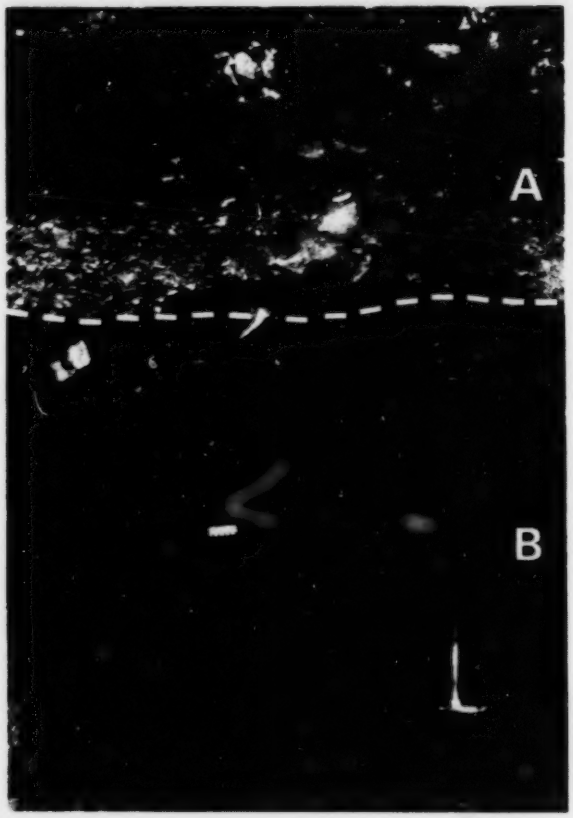


FIGURE 27 – Till (A) surmontant un dépôt préglaciaire (B).

L'unité 4, peu représentée, est un diamicton polylithologique contenant de 2 à 5 % de blocs de lithologies exotiques. Ceux-ci sont généralement angulaires à subangulaires et présentent peu d'indices de transport. Seule la présence de ces blocs indique que ce sédiment a probablement une origine glaciaire. Il peut représenter un till très immature ou une colluvion développée à partir d'un dépôt glaciaire.

L'unité 5 est le sédiment glaciaire le plus caractéristique. C'est un diamicton polylithologique à matrice sablonneuse. Il contient généralement plus de 50 % de cailloux granitiques provenant des monts McGerrigle. La matrice, de couleur rougeâtre, reflète également une source granitique. Elle est très sablonneuse, riche en quartz et en feldspath rose. Le sédiment est moyennement compact. Les cailloux, de formes subarrondies à subangulaires, sont disposés au hasard et complètement enrobés par la matrice (figure 28). Dans la plupart des coupes observées, ce sédiment (till) présente un aspect rubané plus ou moins bien défini (figure 29). Ce rubanement est causé par différents types de structures: une alternance de bandes de couleurs différentes dans la matrice, une fissilité horizontale, une stratification lenticulaire discontinue. L'unité 5 est un till qui résulte fort probablement d'une sédimentation de débris infraglaciaires[1]. Plusieurs de ses caractéristiques indiquent qu'il peut résulter d'une fusion basale de cette charge. En effet, la faible compacité du matériel, la présence de rubanements et de stratifications lenticulaires et l'absence de cailloux striés sont des caractéristiques communes aux tills de fusion (Boulton, 1970; Lawson, 1979; Bouchard, 1980 et 1986).

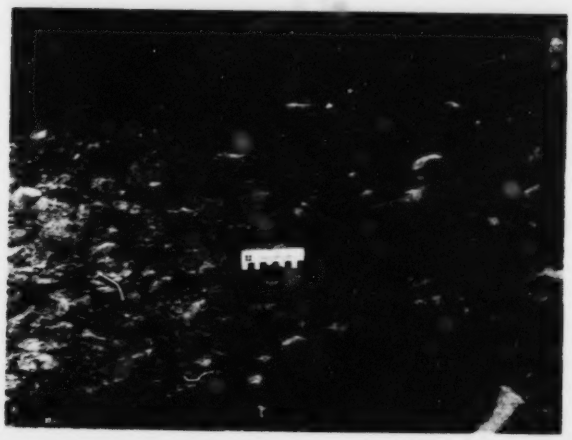


FIGURE 28 – Exemple de till dérivé des granites des monts McGerrigle (unité 5).

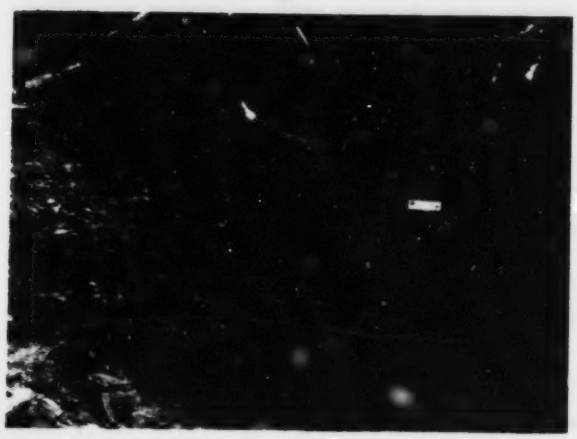


FIGURE 29 – Exemple du faciès rubané du till à la tête de la traînée sud-est des monts McGerrigle (unité 5).

Enfin, *l'unité 6* regroupe les erratiques de surface formant la traînée de dispersion. Étant donné que ces erratiques forment un véritable tapis de blocs recouvrant les autres sédiments, nous avons assumé qu'ils représentaient une unité sédimentologique distincte. Ces blocs ne résultent pas d'un délavage (« lag deposit ») du till sous-jacent. Plusieurs arguments appuient cette assomption. La taille et l'abondance des blocs à la tête de la traînée contrastent avec celles observées pour les clastes de granites dans le till (figure 22). De plus, les blocs erratiques reposent souvent directement sur des dépôts d'altérites ou sur la roche de fond, sans trace d'un quelconque dépôt glaciaire (figure 8). Ils ont fort probablement été transportés isolément par la glace et sédimentés par ablation.

Enfin, tous ces sédiments sont recouverts, par endroits, de diamictons polylithologiques formant l'*unité 7*. Ces diamictons sont les colluvions postglaciaires accumulées sur les pentes depuis la déglaciation.

En résumé, à la tête de la dispersion SE, la traînée d'erratiques recouvre un till dont les constituants lithologiques sont eux aussi partiellement dérivés des granites des monts McGerrigle. L'ensemble de ces sédiments glaciaires recouvrent des dépôts préglaciaires produits par l'altération in situ de la roche de fond et qui furent, en grande partie, épargnés de l'érosion glaciaire et plus particulièrement de celle associée à l'écoulement qui a produit la traînée sud-est.

Lorsqu'on s'éloigne de la tête de la traînée, on ne touve plus de dépôts glaciaires comme, par exemple, le till de fusion associé aux blocs erratiques. Les blocs sont plutôt dispersés en surface, directement sur les dépôts d'altérites de la zone III (voir figure 12). Aucun autre dépôt glaciaire n'est présent. Bien que nous n'ayons pas déterminé l'étendue de la distribution du till associé à la traînée, nous croyons qu'elle se limite à la tête seulement et qu'elle ne s'étend pas à plus de 7 ou 8 km de la source. Toute la queue de la traînée reposerait sur des sédiments préglaciaires.

Ainsi, à la lumière des descriptions précédentes, il semble évident que la tête de la traînée se distingue de la queue non seulement par une différence dans la variation

1. Correspond au terme « intraglaciaire » de la nomenclature européenne.

de la fréquence des erratiques mais, également, par un cadre stratigraphique distinct. La tête est une zone où la sédimentation glaciaire fut importante. L'abondance des blocs erratiques, qui forment un véritable tapis par comparaison à la faible quantité de till, démontre que cette sédimentation provient surtout d'une charge infraglaciaire. La charge inférieure était peu importante et a produit un till de fusion mince et peu étendu. L'absence de till de fond bien développé, la rareté des stries glaciaires et la présence, sous les dépôts glaciaires, d'altérites préglaciaires montrent que l'érosion glaciaire était faible. La queue de la traînée, dont la majeure partie se trouve dans la zone III, correspond à une zone de sédimentation glaciaire faible où l'érosion était inexistante.

TRAÎNÉE NORD-EST

Description

Une traînée secondaire d'erratiques s'étend vers le nord-est à partir des monts McGerrigle, jusqu'à une distance de plus de 40 km au-delà du littoral du fleuve Saint-Laurent. Bien que la configuration des isoplètes indique une dispersion générale vers le nord-est (figure 21B), on n'y trouve pas, comme dans le cas de la traînée sud-est, une zone centrale unique de concentration. Cette configuration est assymétrique et est surtout caractérisée par plusieurs zones de concentration secondaires. On trouve une zone de concentration (n° 1) au centre de la traînée, qui indique une dispersion d'erratiques vers le nord-est à partir de la source. Une autre zone de concentration (n° 2) bien définie, indiquant également une dispersion vers le nord-est, se trouve, dans la partie sud-est de la traînée, complètement décalée par rapport à la localisation de la source. De plus, la marge de la traînée est également décalée de plusieurs kilomètres vers le sud-est par rapport à la localisation du batholite. En fait, la traînée d'erratiques est beaucoup plus large que la largeur de la source prise perpendiculairement à l'axe principal de la dispersion.

Cette configuration asymétrique de la traînée indique clairement que, d'une part, les erratiques qui la composent proviennent directement du batholite et, d'autre part, d'une remobilisation partielle de la traînée sud-est. En d'autres termes, la forme, la largeur et la configuration de la traînée nord-est indiquent qu'elle résulte d'une combinaison des deux facteurs suivants:

- déplacement vers le nord-est de blocs erratiques dérivés directement du massif de granites;
- et transport vers le nord-est de blocs préalablement déplacés par la traînée sud-est.

Les orientations divergentes de certaines zones de concentration, par rapport à l'orientation dominante nord-est de la traînée, indiquent qu'il y a eu des variations locales de l'orientation de l'écoulement glaciaire responsable de la formation de la traînée.

Tout comme pour la traînée sud-est, le taux de dispersion de la traînée nord-est est bien approximé par une courbe exponentielle de la forme $Y = Yo\ e^{\alpha}$. Une comparaison de ces deux courbes (figure 23) indique que la dispersion sud-est fut plus dynamique, c'est-à-dire qu'elle a produit, pour une même distance de transport, une fréquence d'erratiques plus importante que la dispersion nord-est.

Cadre stratigraphique

Avec les erratiques de la traînée nord-est il n'y a pas, comme dans le cas de la traînée sud-est, d'autres dépôts glaciaires qui leur sont associés. Dans la plupart des cas, on trouve les blocs erratiques directement sur les dépôts d'altérites de la zone I (figure 12). A la tête de la traînée, dans la zone II, on trouve des blocs erratiques, isolés en surface, sur un till indifférencié d'une composition lithologique autochtone dans lequel on ne trouve pas de cailloux provenant des monts McGerrigle.

Autres traînées

Tout comme pour les granites des monts McGerrigle, deux traînées distinctes d'erratiques s'étendent à partir de la plupart des sources lithologiques nous ayant servi d'indicateurs: l'une vers le sud-est, l'autre vers le nord-est. Les orientations principales des axes de ces traînées sont sensiblement parallèles les unes aux autres.

TRAÎNÉES ASSOCIÉES AUX CORNÉENNES ET AUX SKARNS DES MONTS McGERRIGLE

Quoique beaucoup moins intense que la dispersion des granites, celle associée aux roches de l'auréole de métamorphisme des monts McGerrigle présente sensiblement les mêmes caractéristiques. On y observe deux traînées qui, par leurs orientations, leurs formes et leurs configurations, ressemblent aux traînées des granites (figure 30). Une traînée principale s'étend vers le sud-est sur une distance de plus de 50 km. Près de sa source et au centre de la traînée, une zone à concentration élevée s'étend jusqu'à une dizaine de kilomètres vers le SE (figure 30B). Le coeur de cette traînée à une largeur sensiblement équivalente à la largeur de la source. Par contre, la traînée nord-est est moins bien marquée. Tout comme pour la traînée associée aux granites (figure 21B), sa configuration indique qu'elle résulte, d'une part, d'un déplacement d'erratiques provenant directement de la source et, d'autre part, d'erratiques ayant précédemment été déplacés vers le sud-est.

TRAÎNÉES ASSOCIÉES AUX BASALTES SUPER-GROUPE DE QUÉBEC

Une traînée sud-est s'étend à partir de la source sur plus de 40 km (figure 31). Son axe principal de dispersion est orienté à 155°. Sa largeur est d'environ 10 km,

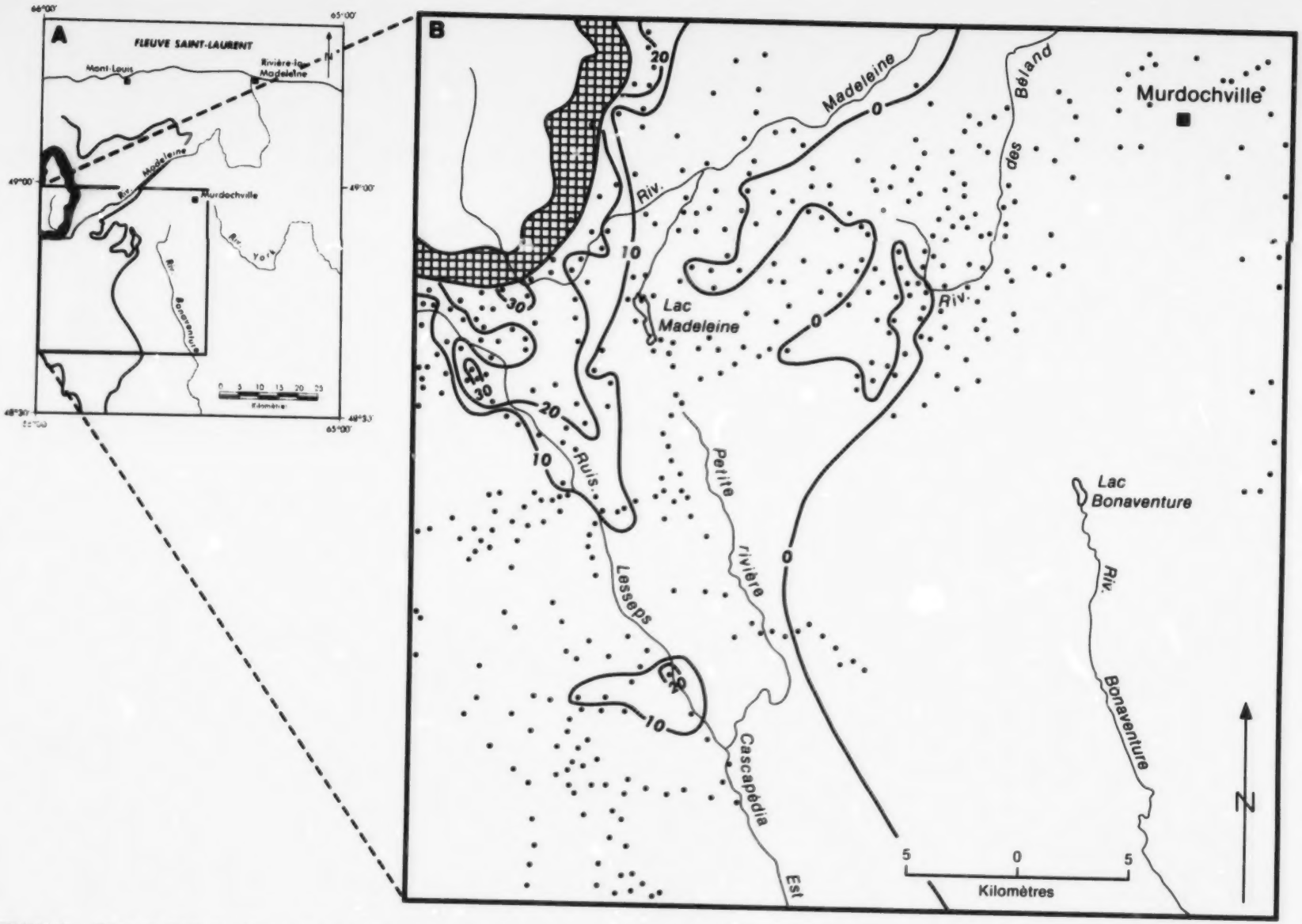


FIGURE 30 – Champ de distribution (A) et variation de fréquences pour les erratiques en provenance des roches de l'auréole de métamorphisme des monts McGerrigle (pour légende voir figure 21).

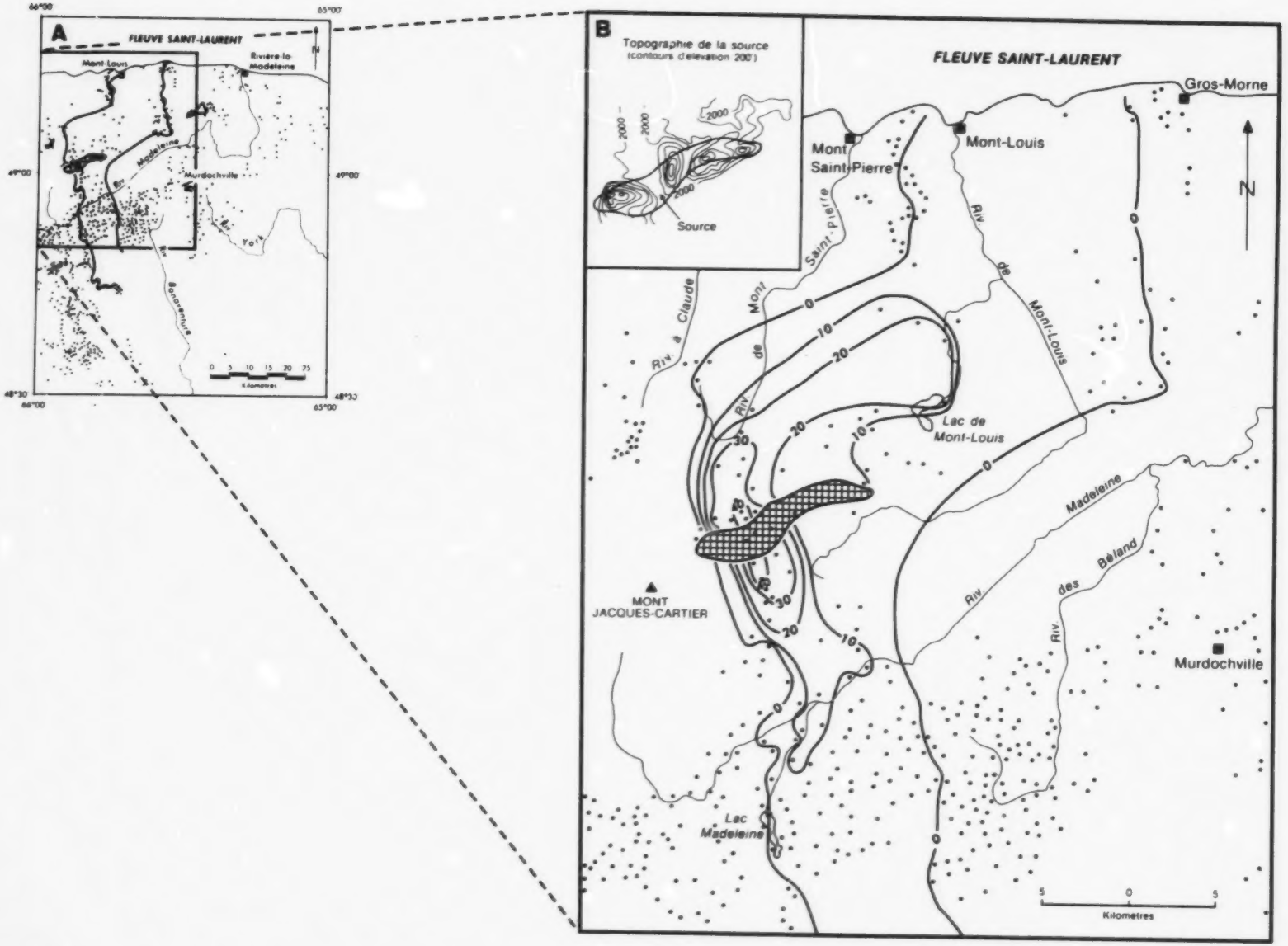


FIGURE 31– Champ de distribution (A) et variation de fréquences pour les erratiques en provenance des basaltes du Super-Groupe de Québec (pour légende voir figure 21).

ce qui correspond sensiblement à la largeur de la source prise perpendiculairement à l'axe de la dispersion. Sa forme est linéaire et homogène et les isoplètes marquant les variations de fréquence forment des bandes allongées, parallèles à l'axe principal de la traînée (figure 31B). La configuration asymétrique des isoplètes, par rapport à la largeur de la source, montre que c'est surtout la partie sud-ouest de celle-ci qui a fourni les erratiques. En effet, la zone de concentration maximum des erratiques forme une bande étroite décalée vers le sud-ouest par rapport au centre de la zone d'affleurements; elle s'enligne avec un niveau topographique plus élevé (figure 31B). De plus, le centre de cette bande à haute concentration correspond à une vallée, orientée parallèlement à l'axe de la dispersion, qui entaille le centre de ces hauts reliefs.

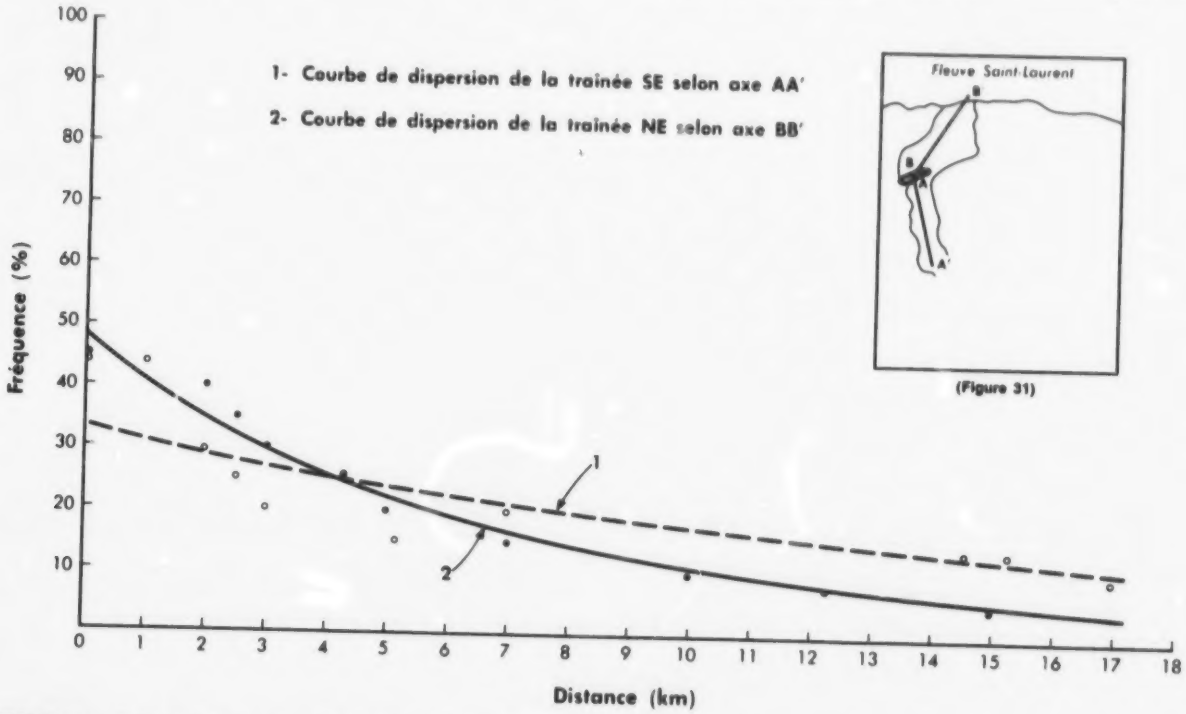
La traînée nord-est s'étend jusqu'au fleuve Saint-Laurent sur une distance d'au-delà de 30 km. Elle est beaucoup plus large que la traînée sud-est et sa largeur ne correspond pas à celle de la source prise perpendiculairement à l'axe principal de la traînée. Bien que la configuration des isoplètes indique un déplacement général vers le nord-est, la dissymétrie de cette configuration indique que cette traînée résulte de plus d'une orientation de mouvement glaciaire. En effet, en plus d'un mouvement nord-est, on note des indices de déplacement vers le nord et le nord-ouest. Ainsi, près de la source, on note que les isoplètes s'orientent vers le nord-ouest puis, à 4 ou 5 km de la source, changent d'orientation pour former des bandes allongées vers le nord-est. A la queue de la traînée, on note également que les marges de celle-ci s'orientent vers le nord alors qu'en amont, vers la source, elles ont une orientation nord-est.

Tout comme pour les granites des monts McGerrigle, le taux de dispersion des erratiques est bien approximé par une courbe exponentielle (figure 32).

TRAÎNÉES ASSOCIÉES AUX SKARNS ET AUX PORPHYRES DE MURDOCHVILLE

Dès 1952, McGerrigle note que des roches de la région de Murdochville avaient été transportées assez loin de leur source (McGerrigle, 1952). Brummer (1958) fit de même dans le cadre d'un levé de la carte géologique du canton de Holland. Bien qu'il est vrai, comme l'ont noté ces deux auteurs, que sur un plan local, les erratiques provenant des skarns et des porphyres de la région de Murdochville se distribuent radialement autour de leurs sources, notre étude a mis en évidence, comme pour les autres lithologies, deux traînées distinctes (figure 33).

La traînée sud-est, large d'environ 10 km, s'étend sur plus de 15 km; son extension maximale n'a pu être établie à cause d'un manque d'accès au sud-est. Elle montre une concentration d'erratiques beaucoup plus faible que les traînées sud-est précédemment décrites. Même près de la source, les fréquences d'erratiques ex-



(Figure 31)

FIGURE 32 – Courbes de la variation de fréquences versus la distance de transport pour les traînées sud-est et nord-est des basaltes. (Voir figure 29 pour commentaires).
Courbe (1): équation: $Y = 47{,}7\ e^{-0.155x}$; $R = -0{,}995$
Courbe (2): équation: $Y = 33{,}2\ e^{-0.063x}$; $R = -0{,}892$

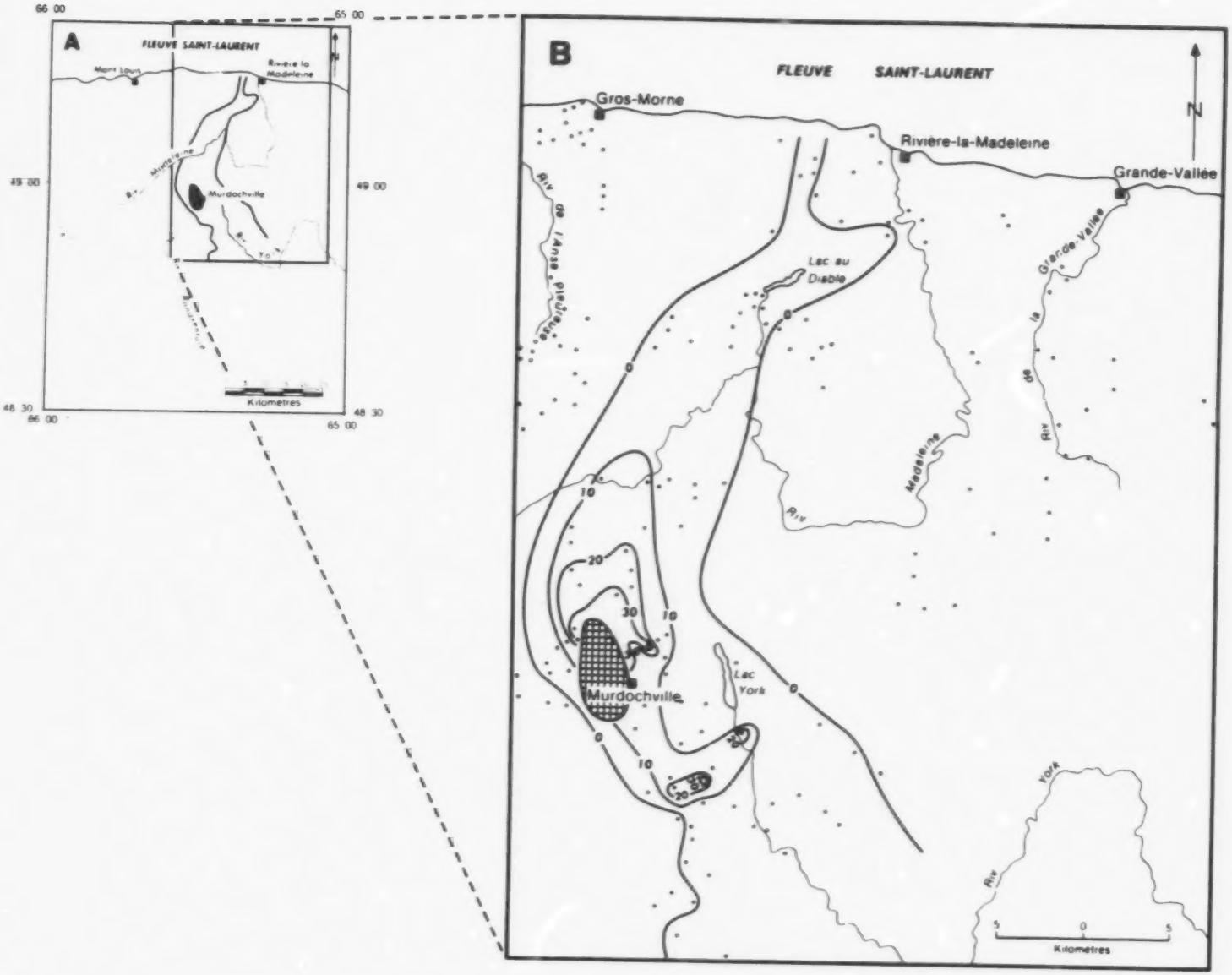


FIGURE 33 – Champ de distribution (A) et variation de fréquences pour les erratiques en provenance des skarns et porphyres de la région de Murdochville (pour légende voir figure 21).

cèdent rarement 10 %. On note des valeurs anomaliques à 5 ou 6 km en aval de la source (figure 33B).

La traînée nord-est montre des concentrations plus élevées. Comme McGerrigle (1952) l'avait noté, elle s'étend jusqu'à la limite actuelle du fleuve Saint-Laurent. L'azimut de l'axe principal de la traînée est de 30°. Sa largeur est d'environ 10 km, ce qui excède celle de la source. La configuration des isoplètes indique, surtout à la tête de la traînée, qu'une partie des blocs furent déplacés vers le nord et le nord-ouest, alors que la tendance dominante indique plutôt un déplacement vers le nord-est. La dispersion s'effectue selon une décroissance exponentielle, comme pour les autres traînées (figure 34).

TRAÎNÉE ASSOCIÉE AUX PORPHYRES DU MONT BROWN

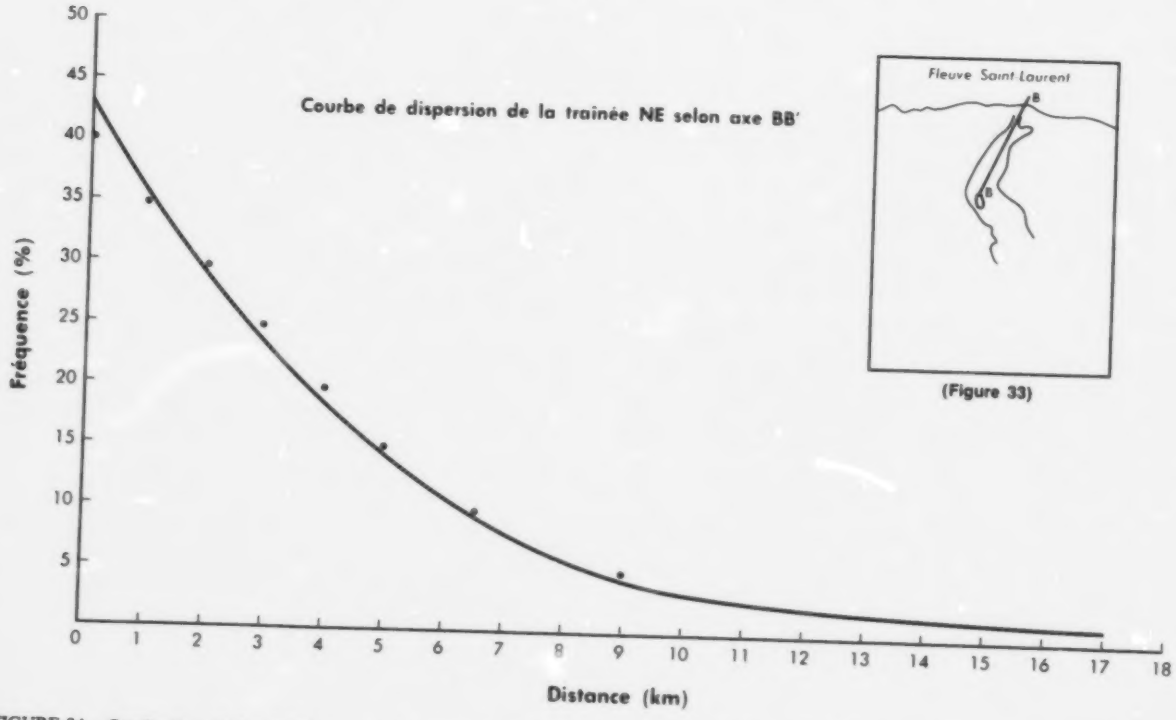
Une traînée d'erratiques très bien définie à partir du mont Brown, s'étend vers le nord-est sur au moins 15 km (figure 35). Un manque d'accès au nord du lac Adam nous a empêché d'étudier l'extension de cette traînée. La largeur de la traînée, variant de 2 à 3 km, correspond sensiblement à celle de la source et a été mesurée perpendiculairement à l'axe principal de la dispersion qui est orienté à 25°. La forme de la traînée est linéaire et bien marquée par des isoplètes formant des zones de concentration allongées parallèlement à l'axe principal. À environ 12 km en aval de la source, on trouve une zone anomalique où l'on observe des fréquences d'erratiques d'au-delà de 20 %.

Un manque d'accès au sud du mont Brown nous a empêché de déterminer la configuration d'une éventuelle traînée sud-est. Cependant, la forte proportion de blocs de porphyre en provenance du mont Brown sur quelques sites d'observation nous porte à croire à l'existence d'une telle traînée (figure 35B). Les hautes valeurs de concentration indiqueraient même une forte dispersion.

TRAÎNÉE ASSOCIÉE AUX GRÈS DU TYPE YORK RIVER

Dans le but de vérifier l'applicabilité de la méthode, nous avons voulu étudier la dispersion de blocs erratiques d'une source lithologique dont l'aire de distribution est très étendue. Les grès du type York River répondent à cette condition (figure 36).

Bien que l'on ne puisse parler de traînée mais plutôt de champ de dispersion pour ces blocs erratiques, les variations de fréquence obtenues pour cet indicateur indiquent une distribution le long de certaines orientations nord-est (figure 36B). Bien que l'on note des indices de déplacement de blocs vers le sud-est (figure 36C), le transport dans cette direction est très faible si on le compare à celui de la dispersion nord-est.



(Figure 33)

FIGURE 34 – Courbe de variation de fréquences de la traînée nord-est des skarns et porphyres de Murdochville. (Voir figure 29 pour commentaires).
Équation: $Y = 33{,}4\ e^{-0.139x}$; $R = -0{,}939$

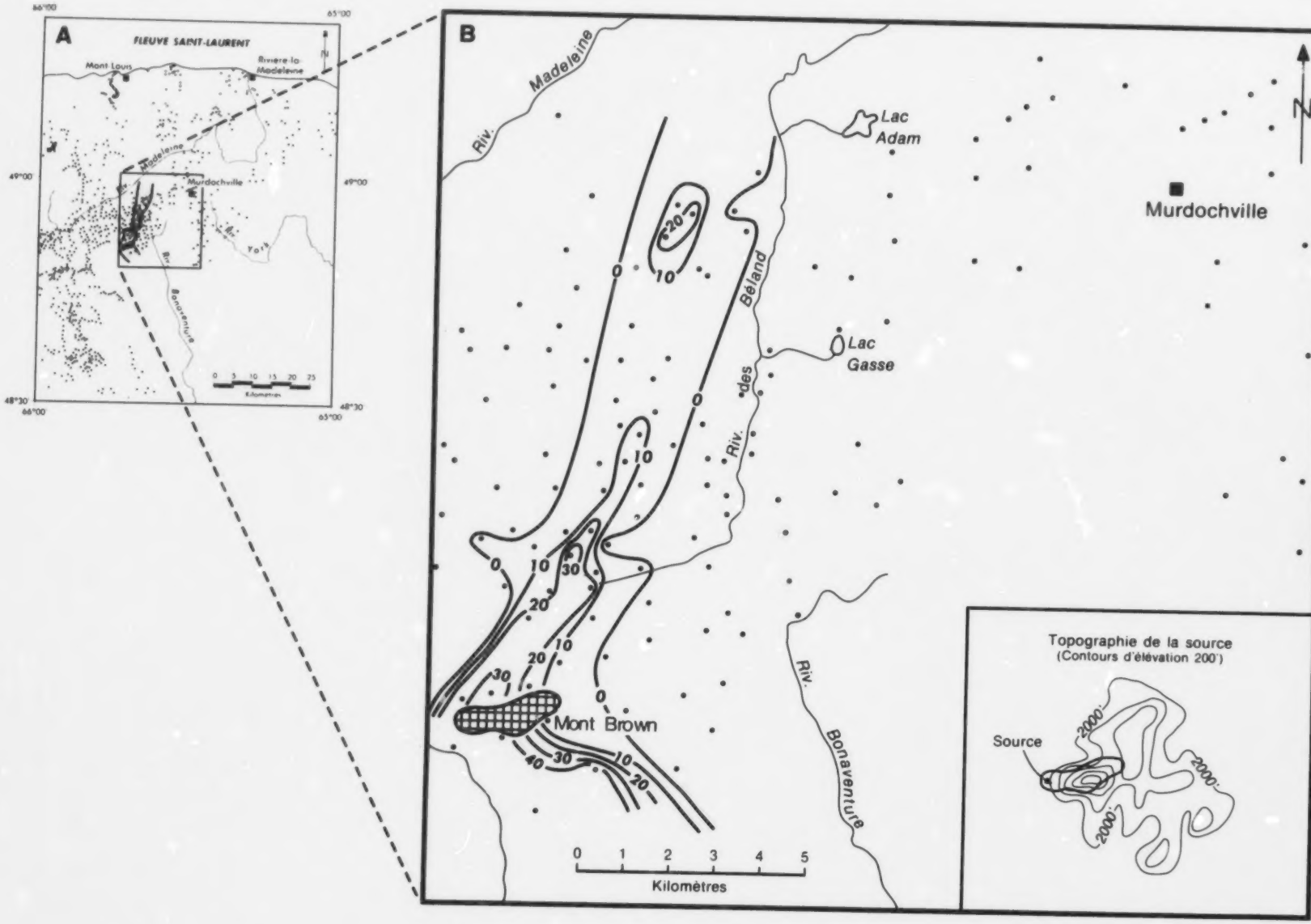


FIGURE 35 – Champ de distribution (A) et variation de fréquences (B) pour les erratiques en provenance des porphyres du mont Brown (pour légende voir figure 21).

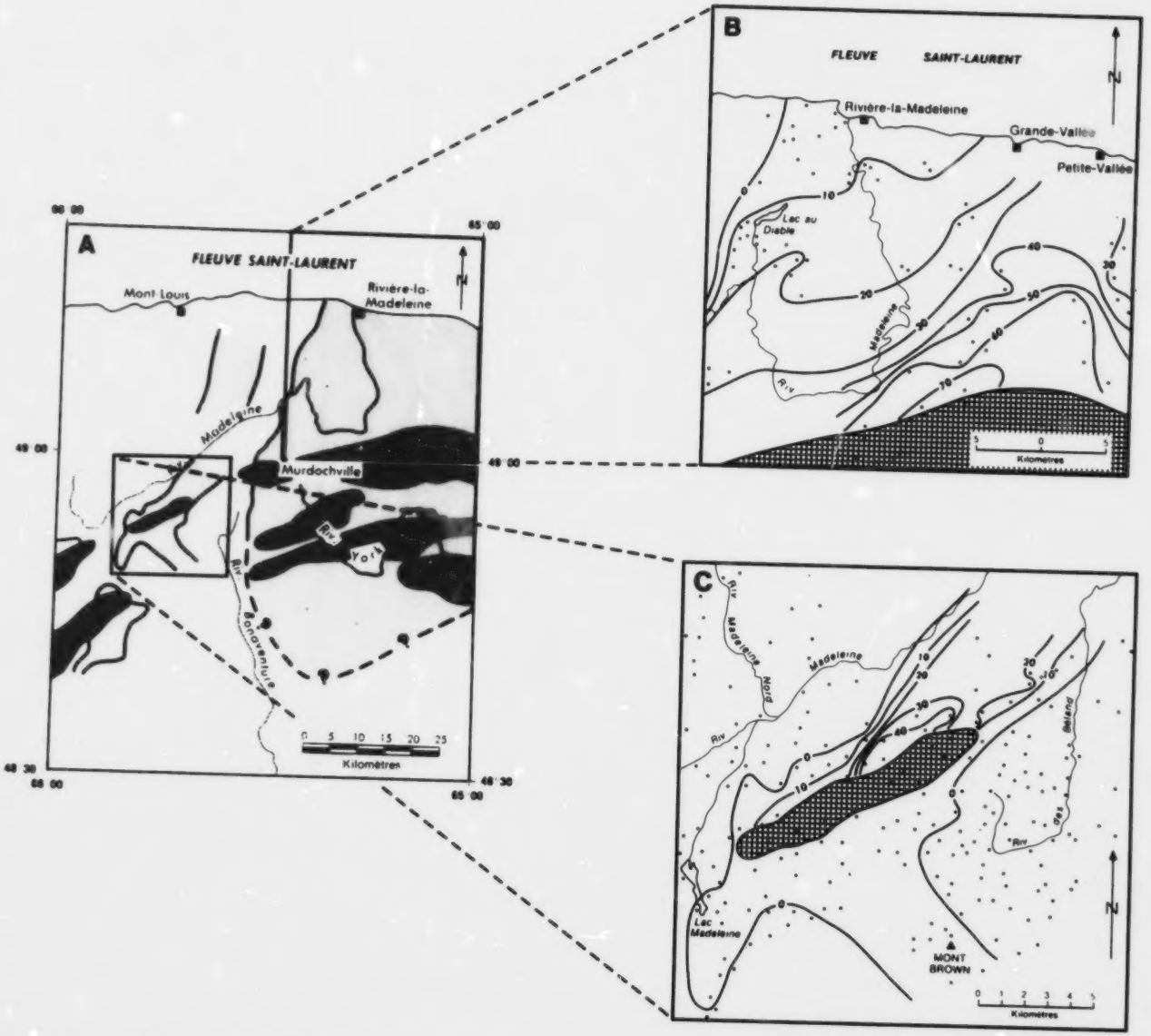


FIGURE 36 – Champ de distribution (A) et variation de fréquences (B et C) pour les erratiques en provenance de grès du type York River (pour légende voir figure 21).

Interprétation

Genèse des traînées

Dans la section précédente, nous avons tenté de décrire les principales caractéristiques associées aux traînées d'erratiques ainsi que le contexte géologique dans lequel elles se trouvent. Dans la présente section, nous tenterons d'élaborer un modèle génétique pour expliquer la formation de ces traînées. Ce modèle doit tenir compte de l'ensemble des caractéristiques décrites précédemment. Pour cette raison, il nous apparait utile de résumer ici les plus importantes pour tenter d'en dégager les liens évidents:

- La région étudiée est divisée en trois zones distinctes (figure 12) dans lesquelles l'abondance relative de manifestation d'activité glaciaire varie;
- Les seuls sédiments glaciaires répandus sur l'ensemble de ces trois zones sont des blocs erratiques qui forment un tapis discontinu sur les plateaux;
- À partir de leur source, toutes les traînées s'étendent, dans les zones dépourvues d'autres dépôts glaciaires (zones I et III) où leurs blocs constituants reposent directement sur des dépôts préglaciaires;
- Dans la zone II, les traînées reposent directement sur des tills, mais seule la traînée sud-est du granite des monts McGerrigle montre, dans sa partie proximale, une correspondance lithologique et, conséquemment, une association génétique au till sous-jacent;
- Dix traînées d'erratiques formant deux groupes distincts ont été identifiées par des études statistiques détaillées de la distribution régionale des blocs de surface. Les deux groupes se distinguent l'un de l'autre par leur orientation NE ou SE. Quatre traînées s'étendent au SE de leur source et les six autres au NE. La source de chacune des quatre traînées SE est commune avec l'une des traînées NE;
- La géométrie des traînées SE est entièrement différente de celle des traînées NE. Les traînées SE sont linéaires, régulières, et ne montrent pas de variation de direction le long de leur parcours; elles sont toutes orientées à 160° d'azimut. En général, leur largeur correspond sensiblement à celle de leur source prise perpendiculairement à l'axe principal de la traînée. Généralement, ces traînées s'étendent loin de leur source; la traînée la plus imposante a été tracée jusqu'à la baie des Chaleurs (Chauvin *et al.*, 1984). Les marges des traînées sont parallèles et orientées suivant leur axe principal. De plus, la distribution des isoplètes est symétrique par rapport à l'axe de la traînée et ne montre qu'une seule zone de concentration importante qui s'allonge parallèlement à l'axe principal de la traînée;
- Les traînées NE ne sont pas linéaires mais plutôt irrégulières et multidirectionnelles; elles ne sont pas toutes parallèles les unes aux autres et montrent des orientations générales variant de 20° à 70° d'azimut. Leur largeur excède de beaucoup celle des affleurements-sources. Quelques traînées s'étendent jusqu'au fleuve Saint-Laurent. Leurs isoplètes montrent, pour la plupart, des configurations asymétriques par rapport à l'axe de la traînée. De plus, la zone de concentration maximale n'est pas uniforme, elle change de position le long du parcours de la traînée tout comme l'orientation de ses marges. Plusieurs de ces traînées montrent des zones de concentration secondaires dont les orientations divergent de celle de l'axe principal;
- Les orientations des traînées correspondent à celles des deux systèmes de stries observés dans la région. Alors que les traînées SE sont parfaitement parallèles au plus vieux système de stries, orienté à 160° d'azimuth, les traînées NE s'orientent selon les diverses directions montrées par les stries du système NE;
- À l'exception des grès du type York River, les affleurements-sources de chacune des traînées forment des reliefs topographiques importants par rapport à la topographie locale; la plupart excèdent 300 m de dénivellation.

Finalement, ajoutons qu'en tenant compte des caractéristiques décrites ci-dessus, trois points essentiels seront abordés dans la discussion de la génèse des traînées: 1) le mode d'acquisition des débris; 2) le mode de transport et 3) le mode de sédimentation. Dans les sections qui suivent, nous discuterons de ces questions séparément pour les traînées sud-est et nord-est.

TRAÎNÉES SUD-EST

Mode d'acquisition des débris

En considérant toutes les caractéristiques des traînées sud-est, des interprétations générales peuvent être dégagées. Ces traînées résultent de l'enlèvement de blocs à partir d'affleurements-sources qui forment des obstacles topographiques. La hauteur relative des sources formant ces élévations topographiques semble avoir directement influencé le développement des traînées. En effet les dénivellations les plus fortes ont donné naissance aux traînées les mieux développées. Les élévations les plus hautes ont produit les plus grandes quantités de débris et, en conséquence, de plus grandes étendues de traînées. Une simple comparaison de la traînée associée aux basaltes du Super Groupe de Québec (figure 31) avec celle associée aux roches de Murdochville (figure 33), démon-

tre cette relation directe. Les roches de ces deux traînées semblent avoir à peu près le même degré de résistance à l'érosion et la superficie de leur affleurement-source est comparable. Cependant, comme les basaltes forment un obstacle topographique plus important que les roches de Murdochville, la traînée des basaltes est beaucoup mieux développée.

L'efficacité de l'érosion glaciaire à des hauts niveaux dans la glace est également démontrée par le manque relatif de dispersion glaciaire sur des terrains de basses altitudes. Ceci est démontré par la très faible dispersion sud-est associée aux grès du type York-River (figure 36) dont les affleurements-sources couvrent de vastes superficies, mais qui occupent généralement des terrains bas.

Un autre exemple se trouve dans la région des plateaux de la zone III (figure 12), terrains de basses altitudes relatives, où les dépôts préglaciaires n'ont pas été enlevés par l'érosion glaciaire.

Quant au type d'érosion glaciaire, on peut dire qu'à l'exception de la traînée du granite des monts McGerrigle, le manque de dépôts fins associés aux traînées suggère que l'abrasion de la source a été peu importante; les blocs ont été acquis dans le glacier principalement par arrachement. Dans le cas de la traînée sud-est des granites (figure 21), il y a probablement eu de l'abrasion car une quantité importante de débris fin lui est associée. Les sites où des débris fins d'origine glaciaire sont génétiquement associés à la traînée de granite s'alignent avec des vallées profondes en U, localisées à la source. Il est fort probable que ces vallées ont facilité l'abrasion de la roche en débris fins.

En résumé, il nous semble que la glace n'a érodé sélectivement et principalement par arrachement, qu'à partir d'un seuil d'altitude donné sans affecter les terrains plus bas. En conséquence, le glacier inlandsis n'a pas pu développer une charge de débris à sa base, ce qui expliquerait l'absence remarquable du till sur de grandes étendues de la région. Ceci indiquerait donc un taux assez faible d'érosion glaciaire régionale.

Cette situation n'est pas s'en rappeler celle que l'on observe en Estrie où Shilts (1976, p. 299) décrit un contexte semblable:

"... where isolated, widely spaced ridges or hills stand considerably above the gently rolling terrain of the low Appalachians of the Eastern Townships, boulders plucked from the high areas were ditributed vertically through approximately 1 000 meters of ice in such low amounts that clast-to-clast contact was minimal, producing little sediments. The total amount of englacial debris was so low that only a continuous mantle of boulders was left..."

Mode de transport

Étant donné l'altitude élevée des affleurements-sources par rapport aux terrains avoisinants, nous supposons que les débris arrachés à partir de ces sources ont été acquis dans une position élevée dans le glacier par rapport à sa base régionale. Autrement dit, les blocs des traînées sud-est formaient des bandes de débris infraglaciaires[1] i.e. à une certaine hauteur par rapport à la base du glacier. Plusieurs évidences supportent cette hypothèse; elles découlent directement de plusieurs caractéristiques des traînées. Ainsi, la forme allongée, régulière, unidirectionnelle et linéaire des traînées indique que celles-ci n'ont pas été affectées par la topographie sous-jacente, les blocs erratiques ayant été transportés dans les parties hautes de la glace. Hors, en région montagneuse comme la Gaspésie un transport près de la base du glacier aurait pu être influencé par la topographie comme cela est connu ailleurs (c.f. Shilts, 1976; Shakesby, 1979). La distance importante de transport des blocs des traînées sud-est supporte également un transport à niveau élevé dans la glace. En effet, si les blocs avaient formé la charge basale, ils auraient dû être déposés durant le transport et auraient formé des traînées relativement courtes (c.f. Dilabio, 1981).

Une autre évidence, supportant l'idée d'un transport infraglaciaire élevé, vient du fait que les traînées sud-est n'ont pas été affectées par les variations de zones d'activité glaciaire. Or, ces zones reflètent probablement des variations de régime thermique à la base de la glace à travers la Gaspésie (David & Lebuis, 1984). Si les débris avaient été transportés près de la base du glacier (dans une position sous-glaciaire), il est fort probable qu'ils auraient été affectés par ces variations thermiques. Ce n'est pas le cas, non seulement dans notre région mais également plus au sud (c.f. LaSalle & David, 1984).

Enfin, le manque de débris fins associés aux traînées d'erratiques est un autre argument qui supporte l'hypothèse d'un transport infraglaciaire. En effet, sauf dans la partie proximale de la traînée des granites, aucun till ou débris fin d'origine glaciaire n'a été observé le long du parcours de ces traînées. Cette absence de débris fins réflète un faible taux d'attrition des blocs durant leur transport. En effet, si les blocs avaient été transportés près de la base où généralement le taux d'attrition est important, il y aurait probablement eu production d'une matrice. Or, si effectivement de tels débris fins ont été produits, la quantité totale déposée a été tellement faible qu'elle n'a laissé aucune trace macroscopique visible.

Mode de sédimentation

Les caractéristiques des traînées d'erratiques et les conclusions que nous avons dégagées sur leur mode de transport suggèrent que les blocs erratiques ne se sont pas déposés durant leur transport mais plutôt durant la phase d'ablation du glacier. En général, on reconnaît deux modes distincts de sédimentation des débris infraglaciaires: 1) une sédimentation de débris situés près du fond du glacier, suite à une fusion basale et 2) une sédimentation

1. Correspond au terme « intraglaciaire » de la nomenclature européenne.

de débris en provenance de niveaux élevés dans la glace, suite à la fonte et à l'amincissement progressif du glacier à partir de sa surface (Elson, 1961; Boulton, 1972; Francis, 1975; Dreimanis, 1976; Shakesby, 1979; Bouchard, 1980; Bouchard *et al*, 1984). Comme les blocs ont été transportés en position élevée et qu'ils ne se sont pas déposés durant leur transport, seule une sédimentation par ablation lors de la fonte du glacier représente un mode plausible de sédimentation pour les blocs erratiques de notre région. Cependant, un mode de sédimentation différent doit être suggéré pour le till génétiquement associé aux blocs erratiques à la tête de la traînée des granites des monts McGerrigle. Etant donné sa composition lithologique et son association avec les blocs de la traînée, nous pensons que ce till fut formé à partir de débris transportés également en position infraglaciaire, mais à un niveau moins élevé que les erratiques qui le surmontent. Ses caractéristiques texturale et structurale suggèrent une origine par fusion basale des débris.

Ainsi, l'ensemble des débris formant les traînées sud-est résulte:

- de l'érosion, surtout par arrachement, d'obstacles topograpiques élevés;
- d'un transport en position élevée dans la glace par rapport à la base régionale du glacier qui était probablement gelée sur de grandes étendues;
- et, finalement, d'une sédimentation par ablation lors de la fonte du glacier.

Une conclusion importante affectant les hypothèses évoquées sur l'extension du dernier maximum glaciaire en Gaspésie peut être déduite des considération précédentes. La forme linéaire et régulière ainsi que l'orientation parallèle des traînées sud-est indiquent qu'elles ont été produites par le même écoulement glaciaire régional, unidirectionnel, qui demeura très constant à 160° d'azimut. La grande étendue de la traînée des monts McGerrigle suggère que cet écoulement glaciaire devait être associé à une masse glaciaire importante. Le fait que les traînées d'erratiques représentent les plus jeunes dépôts glaciaires et que celles-ci ne montrent pas d'indice de remobilisation après leur mise en place indiquent, sans aucun doute, que les blocs erratiques ont été déposés durant le dernier maximum glaciaire. Toutes ces observations démontrent que ces traînées sont associées à l'inlandsis continental et confirment l'idée récemment proposée par David & Lebuis (1984) que la dernière calotte continentale traversait toute la Gaspésie. Il en découle que l'hypothèse de Grant (1977), voulant qu'une calotte restreinte caractérisait le dernier maximum glaciaire en Gaspésie, est tout à fait inconcevable et est définitivement réfutée par nos observations.

TRAÎNÉES NORD-EST

En général, les principaux mécanismes ayant conduit à la formation des traînées nord-est sont probablement de même nature que ceux responsables de la mise en place des traînées sud-est. Pour des raisons similaires à celles évoquées lors de la discussion des traînées sud-est, il nous apparait évident que ces traînées résultent elles aussi, d'une sédimentation par ablation de débris infraglaciaires.

Mise à part leur orientation, la distinction principale entre les traînées sud-est et nord-est réside dans l'asymétrie et l'irrégularité de ces dernières. Contrairement aux traînées sud-est, les traînées nord-est sont irrégulières dans leur orientation et montrent des isoplètes de distribution asymétriques par rapport à la position des affleurements-sources. Des variations de direction de l'écoulement glaciaire sont responsables de cet état de fait. En effet, la formation de ces traînées nord-est a été contrôlée par la suite d'événements glaciaires qui résultent de la déglaciation. Dans notre région, celle-ci fut marquée par plusieurs changements dans la direction de l'écoulement glaciaire.

Nous savons que la déglaciation de la Gaspésie fut amorcée et controlée par l'incursion et la progression d'une baie de vêlage dans l'estuaire du Saint-Laurent (Lebuis & David, 1977; Thomas, 1977; David & Lebuis, 1984; Chauvin *et al.*, 1984). Juste avant l'amorce de ce processus, l'inlandsis qui recouvrait l'ensemble de la péninsule gaspésienne s'écoulait vers le SE, avec une orientation de 160° d'azimut pour notre région. Les blocs qui allaient produire les traînées sud-est formaient alors des bandes de débris infraglaciaires allongées dans le sens de cet écoulement. L'incursion d'une baie de vêlage dans l'estuaire du Saint-Laurent causa alors, dans toute la partie septentrionnale de la Gaspésie, une réorientation subite de l'écoulement sud-est; la glace passa très rapidement à un écoulement orienté vers le nord-est. L'orientation générale des traînées nord-est de même que le système régional de stries associées témoignent de ce changement. Les bandes de débris sud-est qui étaient dans la glace ont été en partie affectées par cette réorientation de l'écoulement glaciaire. Une partie de ces débris fut alors transportée vers le nord-est. Ainsi, des blocs qui avaient été arrachés de leur affleurement-source, puis transportés vers le sud-est, ont par la suite été déplacés vers le nord-est. C'est ainsi qu'en plus des affleurements sources, les débris remobilisés ont contribué à la formation des traînées nord-est. Cette déviation de débris infraglaciaires a donné naissance à la configuration asymétrique des traînées nord-est par rapport à la localisation de leurs affleurements-sources. C'est également pour cette raison que ces traînées sont beaucoup plus larges que la largeur des affleurements-sources prise perpendiculairement à l'axe des traînées individuelles.

Les zones secondaires de concentration d'erratiques dans ces traînées reflètent des variations locales de l'orientation de l'écoulement glaciaire. La séparation de la glace dans l'axe du fleuve Saint-Laurent par la baie de vêlage, occasionna un amincissement rapide de la glace dans les Appalaches. Celle-ci fut alors beaucoup plus influencée par la topographie sous-jacente. Dans notre

région, la glace se canalisa surtout dans les vallées larges et profondes, celles-ci étant principalement orientées nord-sud dans les secteurs affectés par ces écoulements. Une partie de la charge de débris infraglaciaires fut affectée par ces mouvements canalisés. Il est aussi probable que ce sont les débris situés le plus près de la base, là où ces écoulements se sont surtout fait sentir, qui furent affectés par ces mouvements.

Contrairement aux traînées sud-est, il ne semble pas y avoir eu de niveau topographique déterminé qui ait échappé à l'érosion reliée à l'écoulement glaciaire nord-est. Les marques d'érosion, telles que les stries, y sont beaucoup plus abondantes et même les terrains peu élevés ont été érodés comme en fait foi l'étude de la dispersion nord-est reliée aux erratiques des grès du type York River (figure 36). C'est donc dire que dans le cas des écoulements nord-est certains des erratiques ont été transportés près de la base du glacier. Dans ces conditions, l'absence de sédiments fins associés aux erratiques doit s'expliquer par une distance et un temps de transport relativement court. L'attrition des blocs pris en charge à la base du glacier n'a probablement pas duré assez longtemps pour contribuer de façon significative à la production de sédiments fins.

Enfin, la mise en place définitive des différentes traînées résulte d'une stagnation rapide par fonte verticale (« down wasting ») de la masse de glace couvrant la région étudiée, celle-ci étant privée de sa source d'alimentation que représentait l'inlandsis continental. La configuration et la forme des traînées reflètent probablement la disposition de différentes bandes de débris infraglaciaires qui étaient présentes dans la glace lors de sa fonte finale.

Histoire des mouvements glaciaires

Les résultats sur l'étude de la dispersion d'erratiques démontrent que la région étudiée a connu plusieurs écoulements glaciaires différents. En se basant d'une part sur ces résultats et sur l'étude des polis glaciaires de la région (Chauvin, 1982, 1983) et des régions avoisinantes (David *et al.*, 1984) et en se basant d'autre part sur le modèle de l'histoire glaciaire de la Gaspésie occidentale, récemment suggéré par David & Lebuis (1984), nous avons reconnu cinq phases distinctes d'écoulement glaciaire en Gaspésie centrale. Celles-ci sont résumées sous forme schématique à la figure 37.

ÉCOULEMENT RADIAL

Les écoulements glaciaires les plus anciens de la Gaspésie sont reliés au développement d'une calotte glaciaire gaspésienne au début de la dernière glaciation (David & Lebuis, 1984). Les preuves de l'existence d'une telle calotte sont appuyées sur l'évidence de mouvements glaciaires radiaux à partir des hautes-terres centrales de la péninsule. Ces évidences se résument à quelques rares marques d'érosion glaciaire et surtout à des déplacements de lithologies locales. Aucune preuve directe de l'existence de tels mouvements ne peut être tirée des faits observés dans notre région. Nous croyons toutefois que l'étendue de la marge occidentale de la traînée des granites des monts McGerrigle et son déplacement bien à l'ouest par rapport à l'extension de la source des granites pourrait représenter un indice rattaché à cette phase glaciaire.

ÉCOULEMENT SUD-EST

Cette phase d'écoulement régional doit être rattachée à la présence de l'inlandsis continental. A l'exception des traînées elles-mêmes, cette phase laissa peu de traces dans notre région. Quelques surfaces d'érosion glaciaire et de rares blocs de roches précambriennes peuvent lui être attribués. Le faible dynamisme du glacier continental en Gaspésie centrale a été relié aux conditions du régime thermique à la base du glacier (David & Lebuis, 1984). Lors de sa présence sur la péninsule, une grande partie de la base de l'inlandsis devait probablement être gelée d'où le manque de manifestations de cette phase glaciaire.

ÉCOULEMENT NORD-EST

Cet écoulement, qui n'a affecté que la moitié septentrionnale de la région d'étude (figure 18), est relié à l'amorce du processus de déglaciation de la région. Il est maintenant bien admis que le mécanisme principal ayant contrôlé la déglaciation d'une bonne partie des Appalaches du Québec fut l'incursion et la progression d'une baie de vêlage dans l'estuaire et le fleuve Saint-Laurent. Ce mécanisme, en isolant une masse de glace dans les Appalaches, causa un renversement subit de l'écoulement glaciaire vers la zone de vêlage. Dans notre région, cet écoulement s'orienta principalement vers le nord-est comme en témoigne l'orientation générale des traînées d'erratiques et les stries du système nord-est.

ÉCOULEMENT VERS LE NORD

La progression de la baie de vêlage à l'intérieur du fleuve Saint-Laurent fût accompagnée d'une réorientation progressive de l'écoulement glaciaire du nord-est vers le nord, perpendiculairement à l'axe du fleuve. La glace appalachienne étant alors isolée et coupée de sa principale source d'alimentation qu'était l'inlandsis, s'amincit très rapidement. Cet amincissement causa une canalisation des mouvements vers le nord dans les vallées principales telles que les vallées de Mont-Saint-Pierre, Anse-Pleureuse, Rivière-la-Madeleine, etc. Voilà pourquoi les manifestations des écoulements vers le nord sont surtout localisées près ou dans ces vallées.

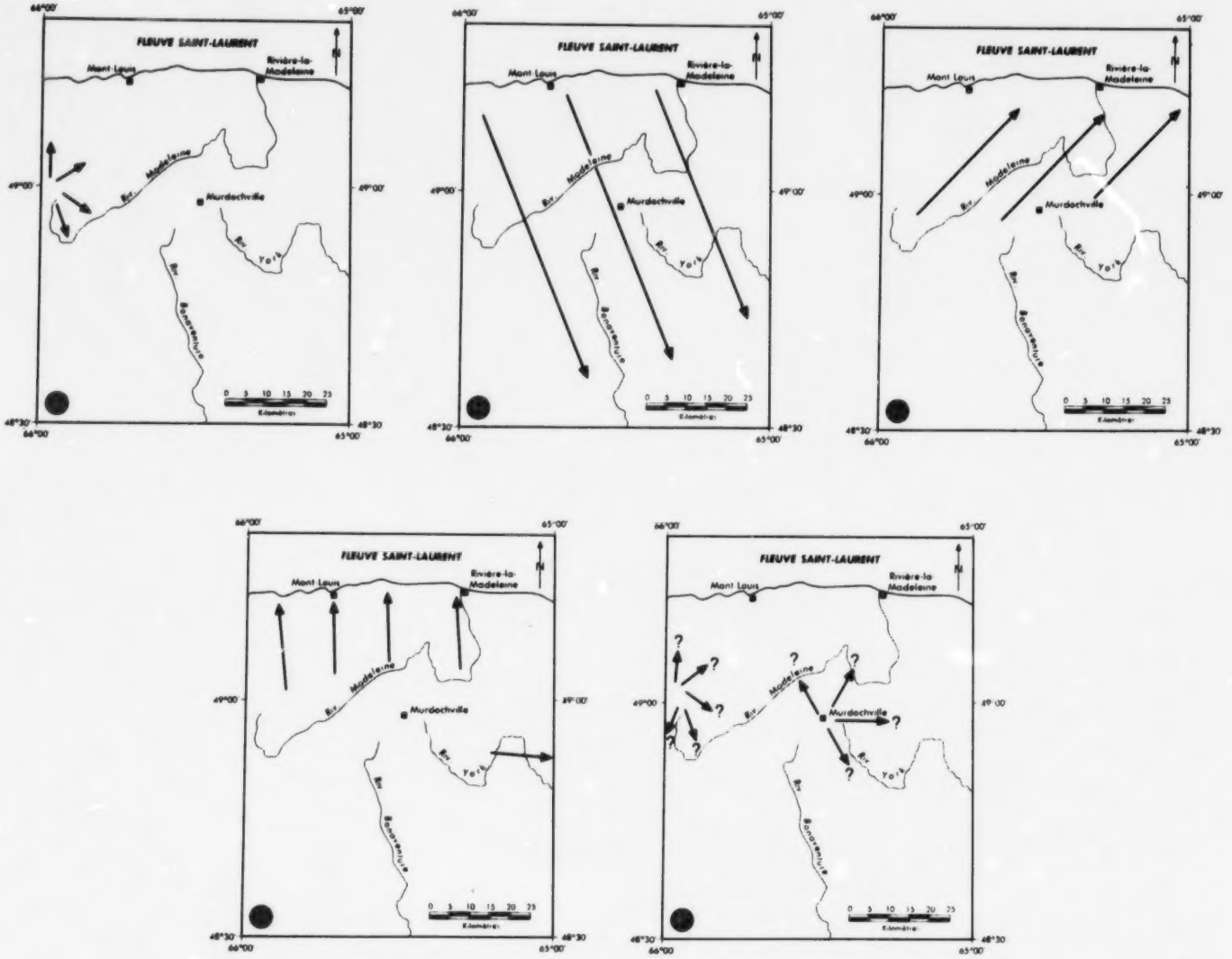


FIGURE 37 – Les cinq phases de l'écoulement glaciaire en Gaspésie centrale: A) écoulement radial; B) écoulement sud-est; C) écoulement nord-est; D) écoulements nord et nord-ouest; E) écoulements finiglaciaires.

ÉCOULEMENTS FINIGLACIAIRES

Les derniers stades de la déglaciation de la Gaspésie sont caractérisés par l'existence de petites calottes résiduelles (David & Lebuis, 1984). L'existence de telles masses glaciaires a été démontrée en Gaspésie occidentale (David & Lebuis, 1984). La rareté de dépôts glaciaires dans notre région rend difficile la reconstitution de telles masses de glace. Il est bien évident cependant que le modèle glaciaire proposé implique l'existence de masses de glace stagnante sur l'ensemble de la région. La mise en place finale des traînées d'erratiques est directement reliée à la fonte de telles masses. Il est fort probable que des écoulements tardiglaciaires, très locaux, aient été associés à cette phase. Des indices en témoignent dans notre région dont quelques sites de stries multidirectionnelles en marge des monts McGerrigle et des accumulations de dépôts de contact glaciaire, au nord de Murdochville (figure 12).

Applications

Parmi les principales techniques d'exploration minière utilisées, les études géochimiques de sol et de dépôts meubles et le traçage de blocs minéralisés sont parmi celles dont les résultats peuvent être fortement influencés par la dispersion glaciaire. A cause de leur utilité en Gaspésie, nous croyons important de discuter de l'influence de la dispersion glaciaire sur ces deux méthodes d'exploration.

Influence de la dispersion glaciaire sur la géochimie des sédiments de ruisseau

Dans le but de mettre en valeur le potentiel minéral de la Gaspésie, un levé systématique de géochimie de sédiments de ruisseau couvrant toute la péninsule, fut entrepris à la fin des années soixante et completé en 1982. La synthèse des résultats d'analyses sur les 75 000 échantillons recueillis lors de cette étude vient d'être publiée (Choinière, 1984). Dans cette synthèse, les résultats d'analyse de huit éléments-traces (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Mn, U et Mo) sont présentés sous forme de cartes couleurs individuelles illustrant la variation de concentration des éléments sur l'ensemble de la péninsule. La configuration générale de ces concentrations illustre une forte influence de la roche de fond sur la distribution régionale des éléments traces dans les sédiments de ruisseau. Cependant un examen approfondi de ces différentes cartes indique que la dispersion glaciaire a modifié cette distribution et a même créé localement des signaux géochimiques d'origine glaciaire.

Choinière (1982, 1984), par une étude statistique détaillée des données géochimiques, a pu établir, pour chacun des éléments, le bruit de fond géochimique régional par rapport aux différentes unités lithologiques de la péninsule. Il a pu ainsi démontrer clairement qu'il existe une forte correspondance entre la concentration des éléments-traces dans les sédiments de ruisseau et la lithologie de la roche de fond sous-jacente. Cette correspondance a conduit à un reflet assez fidèle entre la variation régionale des éléments et la distribution des unités géologiques de la roche de fond. Cependant, en détail, il y a des régions où cette correspondance est plus accentuée que d'autres.

ANOMALIES FORMATIONNELLES

En effet, d'une façon générale, la correspondance entre les concentrations d'éléments et la lithologie sous-jacente est particulièrement bien illustrée par des anomalies de hautes teneurs, que Choinière (1982) nomme « anomalies formationnelles », lesquelles sont étroitement associées à des unités lithologiques particulières. Ces anomalies formationnelles semblent très peu affectées par la dispersion glaciaire (Choinière, 1982). Ceci est notamment le cas pour les anomalies qui se trouvent dans la zone glaciaire III (figure 12) où leurs limites correspondent exactement aux contacts géologiques des unités lithologiques sous-jacentes. Dans la zone I, une relation semblable existe.

Par contre, dans la zone II, la correspondance n'est pas aussi bonne. Dans cette zone, on remarque que les limites des anomalies formationnelles s'étendent au-delà des contacts géologiques. De plus il est intéressant de constater que le déplacement des limites des anomalies s'effectue toujours dans le sens général de l'écoulement glaciaire local. A titre d'exemple, on peut citer le cas de l'anomalie formationnelle en cuivre associée au groupe de Skickskock (Choinière et 1982, 1984). En effet, la limite nord de cette anomalie s'étend au nord de celle de l'unité géologique correspondante, et ça, selon les directions d'écoulement glaciaire connues.

Ainsi, on peut conclure que la correspondance entre la géochimie des sédiments de ruisseau et la géologie de la roche de fond est meilleure dans les régions où l'on trouve peu de manifestations de l'activité glaciaire (zones I et III) que dans les régions où la glace était plus active (zone II).

SIGNAUX GÉOCHIMIQUES RELIÉS À LA DISPERSION GLACIAIRE

Néanmoins, la distribution régionale des concentrations géochimiques demeure, à l'échelle régionale, principalement influencée par le substrat rocheux. Cependant, un examen minutieux des cartes géochimiques révèle d'autres types de signaux géochimiques qui ne semblent pas être reliés à la roche de fond. David *et al.*, (1984) ont remarqué que plusieurs de ces signaux ont des formes linéaires et allongées, dont l'orientation correspond à la direction de l'écoulement glaciaire local. En effet, on peut facilement associer un ou plusieurs de ces signaux géochimiques à chacune des cinq phases d'écoulement glaciaire établies indépendamment par des travaux d'inventaire glaciaire (David *et al.*, 1984).

Les signaux géochimiques peuvent être regroupés en deux types différents: un premier type (type « A ») représente ceux qui montrent une dispersion géochimique à partir d'une source lithologique identifiable; le second

type (type « B ») regroupe ceux qui ne sont pas directement rattachés à des sources lithologiques identifiées. Les signaux du type « A » sont surtout présents dans les zones I et II, ceux du type « B » sont communs dans la zone III.

Les signaux du type « A » montrent, d'une part, une zone de concentration maximum localisée près d'une source lithologique donnée et, d'autre part, une diminution graduelle de concentration à partir de la source dans la direction de l'écoulement glaciaire local. Ces signaux correspondent donc, de par leur association à une source bien définie, à de véritables dispersions géochimiques.

Dans notre région d'étude, il y a plusieurs bons exemples de ce type de signal. Citons par exemples, ceux qui sont visibles sur la carte du Cu (figure 38). Sur cette carte, on note la présence d'anomalies géochimiques formant des bandes allongées parfaitement parallèles à la direction de l'écoulement glaciaire nord-est décrite auparavant. La plupart de ces bandes peuvent être rattachées à des sources lithologiques ponctuelles riches en cuivre, telles que la région de Murdochville, les basaltes du Super-Groupe de Québec ou, encore, l'auréole de métamorphisme des monts McGerrigle. Un autre bon exemple du signal de type « A » peut être observé sur la carte de l'uranium (figure 39). On y note la présence d'anomalies allongées qui s'étendent au sud-est et au nord-est du batholite granitique des monts McGerrigle (une source riche en uranium), le long de directions correspondant à celles des traînées du granite.

D'autres signaux de type « A » sont identifiables ailleurs en Gaspésie. Au nord de la péninsule, citons l'exemple de la dispersion de cuivre canalisée vers le nord dans les vallées des rivières Sainte-Anne et Cap-Chat. Au centre de la Gaspésie, des dispersions de nickel du même type sont associées aux amas de serpentinite (c.f. cartes de Cu et Ni dans Choinière, 1984).

Dans certains cas, la configuration détaillée de ces signaux géochimiques présente des similitudes remarquables avec les patrons de dispersions glaciaires de traînées de blocs erratiques (figure 40).

Contrairement aux signaux de type « A », ceux de type « B » se présentent sous forme de bandes allongées, orientées NW-SE, parallèles à la direction de l'écoulement glaciaire régional sud-est; ils ne semblent pas rattachés à une quelconque unité géologique définie. Nous n'avons observé ce type de signal que dans la zone III, là où la correspondance entre les anomalies formationnelles et la lithologie sous-jacente est la meilleure. Dans notre région d'étude, de bons exemples de ce type de signal sont donnés par la carte du zinc (figure 41). Sur cette carte on note, dans la partie sud, une orientation générale de bandes de concentration à 160°, parallèlement à la direction d'écoulement de la dernière calotte continentale. La carte de l'uranium montre, dans sa partie sud, une distribution spatiale semblable (figure 39). Des signaux similaires peuvent également être identifiés sur les cartes du Co et du Ni (Choinière, 1984).

INTERPRÉTATION ET CONCLUSION

À notre avis, la très nette concordance entre l'orientation des deux types de signaux géochimiques et celle des écoulements glaciaires locaux, établis par des méthodes indépendantes de la géochimie, permet d'envisager l'hypothèse d'une origine glaciaire de ces anomalies. Choinière (1978, 1984) suggère une telle origine pour certains des signaux observés dans le centre-nord de la Gaspésie. Ainsi, bien que nous admettions que les anomalies géochimiques régionales rattachées aux sédiments de ruisseau ont été principalement influencées par la lithologie de la roche de fond, nous croyons avoir établi suffisamment d'évidences pour démontrer qu'à certains endroits, à une échelle locale, la dispersion glaciaire a significativement influencé la distribution des éléments traces dans les sédiments de ruisseau en Gaspésie. Il n'est pas surprenant de constater une telle influence dans les régions où les dépôts glaciaires sont relativement abondants, comme dans la zone II. Dans cette région, même les anomalies dites formationnelles ont été modifiées par la dispersion glaciaire. Il est par contre plus surprenant de pouvoir discriminer des signaux géochimiques d'origine glaciaire dans des régions où l'on ne trouve pas de dépôts glaciaires fins, comme dans la zone III.

Le fait que les deux types de signaux géochimiques (rattachés ou non à des sources lithologiques) soient associés à des zones précises d'activité glaciaire suggère que la différence entre les deux types résulte d'un mode de dispersion glaciaire distinct pour chaque zone, tel qu'établit par la présente étude. Les signaux du premier type, qui correspondent à de véritables dispersions géochimiques, résultent d'une phase glaciaire dynamique reliée surtout aux mouvements nord-est et nord. Les débris fins produit par cet épisode glaciaire abondent, la base du glacier étant active et, par conséquent, la dispersion glaciaire ayant nécessairement laissé des traces sur les dépôts de surface ultérieurement remobilisés par les ruisseaux.

L'absence relative de débris fins associés à la phase glaciaire sud-est, reliée à l'inlandsis, rend plus difficile l'interprétation de l'origine glaciaire des signaux du second type. En effet, l'hypothèse d'une origine glaciaire pour ces signaux géochimiques implique un transport de particules fines par la glace. Or, dans la zone III, les seuls dépôts glaciaires clairement identifiables sont des blocs erratiques. En s'appuyant sur le modèle de dispersion sud-est, tiré de l'étude des traînées d'erratiques, il est possible de proposer des mécanismes pouvant expliquer une influence glaciaire. En fait, nous suggérons qu'une certaine quantité de débris fins a été produite par l'écoulement sud-est. D'une part, une partie de ces débris a probablement été produite par abrasion d'une source,

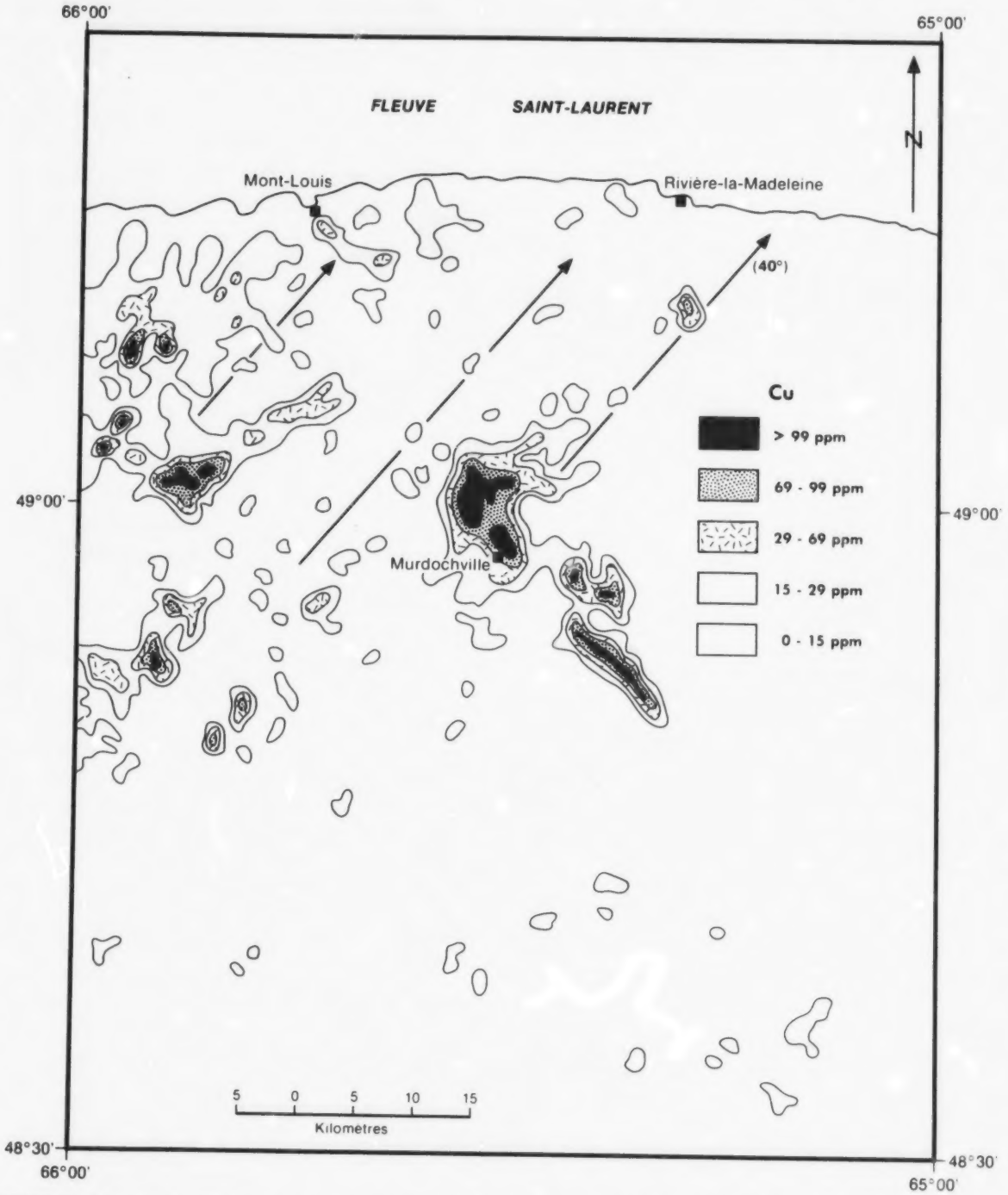


FIGURE 38 – Concentrations de Cu dans les sédiments de ruisseau de la région étudiée. Carte tirée de Choinière (1984). La carte couleur originale de Choinière illustre beaucoup mieux le type de signal géochimique discuté (type « A »). Les flèches indiquent le sens général de la dispersion glaciaire.

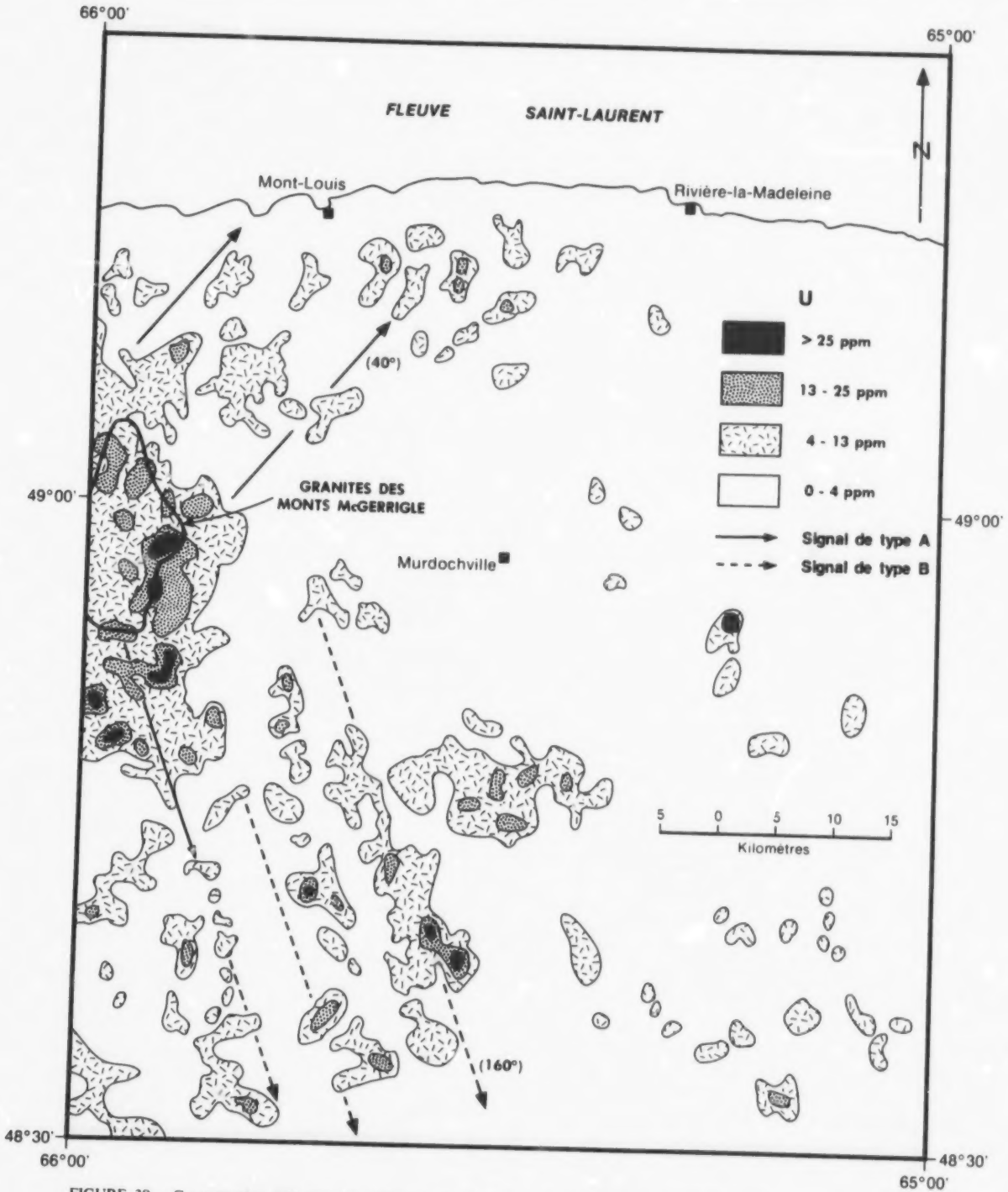


FIGURE 39 – Concentration d'U dans les sédiments de ruisseau de la région étudiée. (Voir figure 38 pour commentaires).

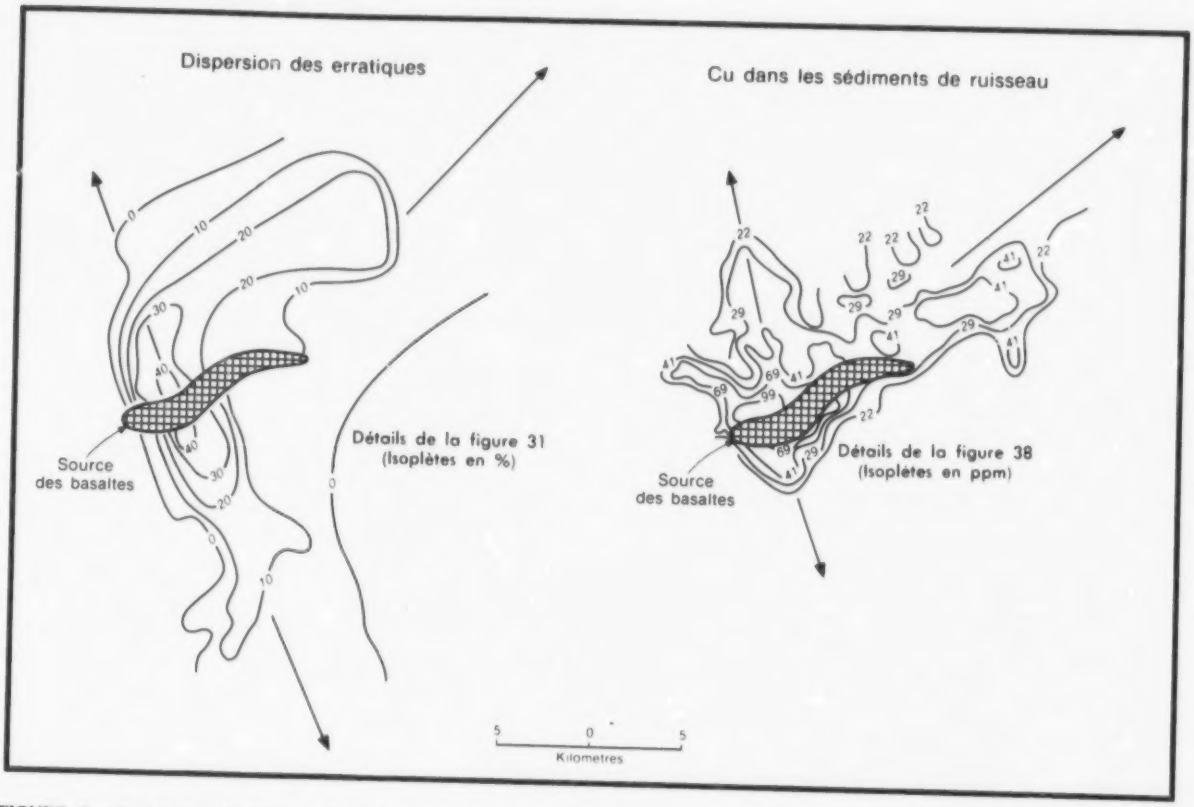


FIGURE 40 – Comparaison du patron de dispersion des erratiques avec celui de la dispersion géochimique en Cu pour des basaltes du Super-Groupe de Québec en Gaspésie centrale. Les flèches indiquent les directions de dispersion (signaux de type « A »).

lors de la phase d'acquisition des blocs erratiques ayant formé les traînées sud-est. D'autre part, l'attrition des blocs erratiques eux-mêmes a fort probablement produit une quantité non négligeable de matériaux fins. Ainsi, une certaine quantité de débris fins a pu être transportée par le glacier en même temps que les blocs erratiques. Toutefois, la quantité totale de débris n'a jamais été suffisante pour former la matrice des blocs et créer ainsi un diamicton. Selon ce modèle, la dispersion originale de ces débris fins résulte du transport glaciaire. La dispersion finale, postérieure à la sédimentation lors de la phase d'ablation de la glace, fut probablement affectée par les eaux de fonte de la glace. Finalement, une partie de ces débris fut incorporée aux sédiments de ruisseau pour donner naissance à des anomalies géochimiques d'origine glaciaire.

En conclusion, nous croyons que même si, à première vue, la dispersion glaciaire ne semble pas avoir modifié substantiellement la relation directe entre la géologie de la roche de fond et la géochimie des sédiments de ruisseau, il y a suffisamment d'évidences pour démontrer que, localement, le transport glaciaire a significativement influencé dans le détail la distribution des éléments traces dans les sédiments de ruisseau en Gaspésie. Il est donc fortement recommandé que lorsque ces données géochimiques sont utilisées pour des besoins d'exploration minérale, on tienne compte de l'effet local du transport glaciaire sur celles-ci. En conséquence, la détermination préalable des modalités et des mécanismes de dispersion glaciaire spécifiques à la région d'exploration, à l'aide d'étude statistique détaillée de dépôts meubles, nous apparaît très utile, sinon indispensable.

Étant donné la variété des mécanismes d'érosion et du transport glaciaire à l'intérieur d'une région comme la Gaspésie, un modèle de dispersion établi pour un territoire donné n'est pas nécessairement applicable à une autre région d'étude. De tels modèles devraient toujours être établis pour des conditions géologiques, géomorphologiques et glaciaires locales.

Utilité du traçage de blocs et son application à la prospection minière en Gaspésie

Les faits présentés dans ce rapport illustrent clairement, à notre avis, que l'étude statistique régionale de la distribution des blocs erratiques de surface permet d'obtenir une image cohérente et fiable de leur dispersion à partir de leur source. Ainsi, les profils de dispersion permettent non seulement d'établir la direction de transport des blocs mais, également, de quantifier raisonna-

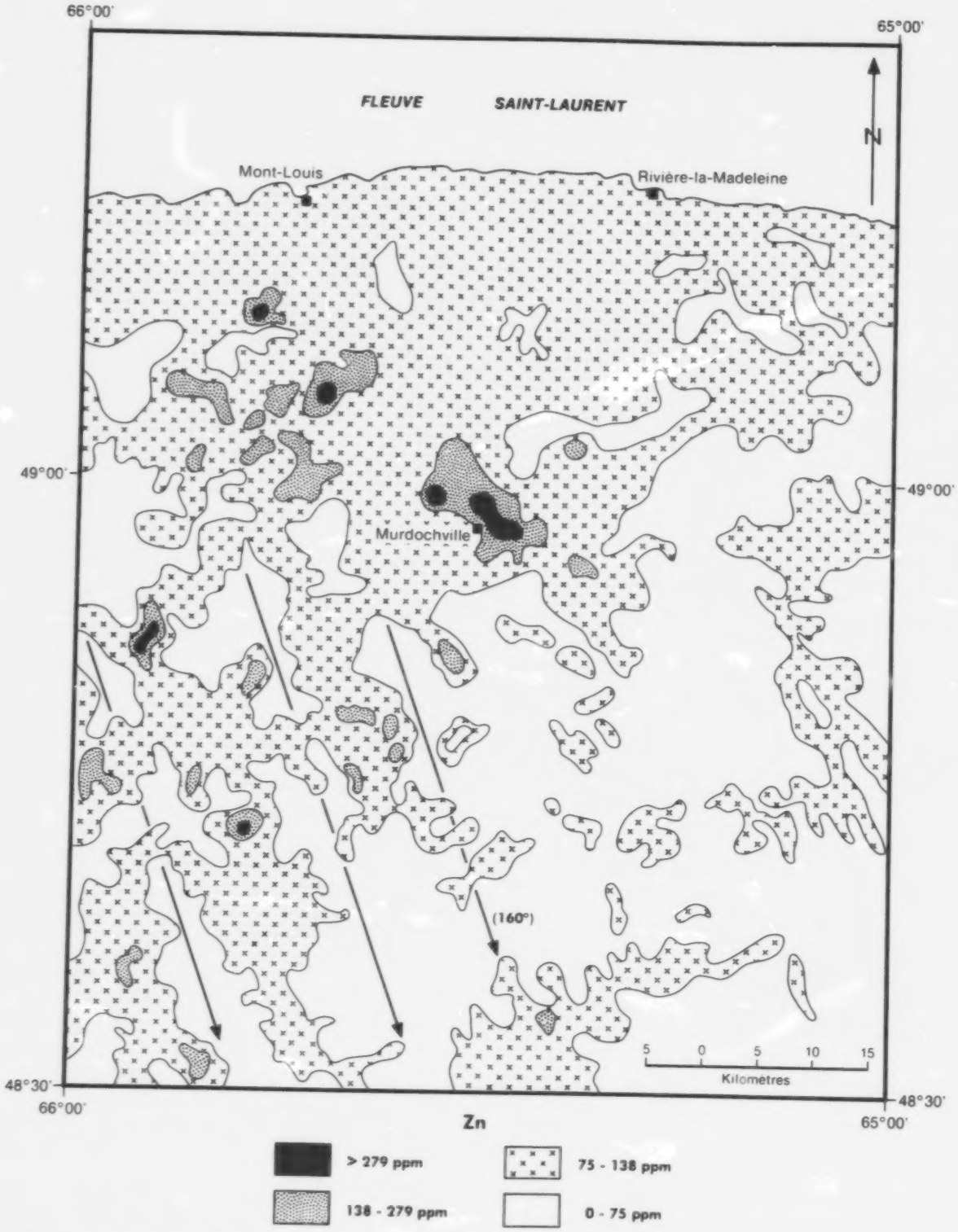


FIGURE 41 – Concentration en Zn dans les sédiments de ruisseau de la région étudiée. Signaux de type « B ». (Voir figure 38 pour commentaires).

blement leur distance de transport à partir d'une source (c.f. figure 23). Chauvin (1984) a démontré qu'à l'aide de cette technique il est possible de retracer une source lithologique non cartographiée. Ces considérations suffisent à démontrer l'intérêt qu'offre l'étude du traçage de blocs en Gaspésie comme outil de prospection. Dans l'éventualité d'une découverte de blocs erratiques minéralisés, nous croyons que la présente étude ouvre des perspectives intéressantes quant à l'utilisation du traçage de blocs pour retracer la minéralisation-source. A cette fin, un projet d'étude de dispersion glaciaire associée au gisement connu de Sullipek a été entrepris durant l'été 1984 (Chauvin, 1984b). Les données préliminaires ont montré des dispersions de blocs erratiques minéralisés rattachées au gisement selon les directions d'écoulement glaciaire établies par la présente étude. Une autre dispersion de blocs minéralisés dans la région du Petit lac Sainte-Anne, au nord des monts McGerrigle, a été étudiée ce qui a conduit sensiblement aux mêmes conclusions (Chauvin, 1984). Ainsi, il nous apparaît évident qu'en Gaspésie, la technique du traçage de blocs utilisée selon une approche statistique peut servir d'outil d'exploration. Elle n'offre cependant de l'intérêt que dans un cadre où un modèle général de dispersion glaciaire peut être établi.

À ce titre, nous croyons qu'un des éléments les plus importants associé à l'étude régionale du traçage de blocs fut de permettre d'établir deux modèles de dispersion glaciaire pour la Gaspésie centrale. L'un pour la partie sud, correspondant à la phase de l'écoulement glaciaire sud-est, et l'autre au nord, correspondant à l'écoulement nord-est. Les exemples que nous avons décrits et leur comparaison avec d'autres modèles de dispersion glaciaire ayant affecté des régions différentes (Shilts, 1976; Skakesky, 1979; Dilabio, 1981; Bouchard *et al.*, 1984) illustrent clairement la variété de mécanisme influançant la dispersion glaciaire. Les effets de cette dispersion sont le résultat de l'interaction de multiples facteurs reliés à la fois à l'histoire glaciaire, à la géologie et à la morphologie d'une région donnée. Plusieurs études démontrent qu'il est possible, malgré tout, d'élaborer des modèles de dispersion glaciaire qui tiennent compte de ces facteurs. En fait, chaque région spécifique est caractérisée par un modèle particulier de dispersion que l'on peut difficilement appliquer à une autre région.

De plus, le contexte spécifique d'une région ne permet pas d'utiliser une seule et même technique. Plusieurs approches sont souvent nécessaires à l'étude de la dispersion glaciaire: étude stratigraphique des dépôts meubles, études géochimiques, minéralogiques et lithologiques des dépôts glaciaires, étude des polis glaciaires etc... En Gaspésie, le traçage de blocs, comme cette étude le démontre, peut être utilisé avec succès à cette fin.

Conclusions

1. La région étudiée est divisée en trois zones distinctes (I, II et III) dans lesquelles l'abondance relative de manifestations d'activité glaciaire varie.

2. Les seuls sédiments glaciaires répandus sur l'ensemble de ces trois zones sont des blocs erratiques qui reposent, d'une part, sur des sédiments préglaciaires (zones I et III caractérisées par une faible activité glaciaire) et, d'autre part, sur des tills d'origine autochtone (zone II riche en manifestations d'activité glaciaire).

3. L'étude statistique de la distribution des erratiques, basée sur la technique du comptage de blocs indicateurs, a permis d'identifier dix traînées. Celles-ci forment deux groupes qui se distinguent l'un de l'autre suivant leur orientation NE ou SE. Quatre traînées s'étendent au sud-est de leur source et les six autres au nord-est. La source de chacune des traînées sud-est est commune avec celle d'une traînée nord-est.

4. Deux modèles distincts sont suggérés pour la formation des traînées. Le premier concerne la formation des traînées sud-est, celles-ci étant reliées à l'envahissement de la région par l'inlandsis continental qui s'écoulait vers le sud-est, au dernier maximum glaciaire. Ces traînées résultent principalement de l'érosion, par arrachement, d'obstacles topographiques élevés et d'un transport de débris infraglaciaires (en position élevée dans la glace par rapport à la base régionale du glacier). La base de ce glacier étant gelée, de grandes superficies de terrain furent ainsi préservées de l'érosion glaciaire. Le second modèle se rattache à la formation des traînées nord-est qui seraient reliées à la déglaciation de la région. Celles-ci auraient été produites lors d'un renversement de l'écoulement glaciaire du sud-est vers le nord-est, suite à l'incursion d'une baie de vêlage dans l'axe du fleuve. Elles pourraient également résulter d'un transport de débris infraglaciaires, suite à la remobilisation de débris déjà inclus dans le glacier. Des écoulements glaciaires plus variables, influencés par la topographie, ont produit des configurations de distribution irrégulière pour ces traînées. La mise en place définitive des traînées sud-est et nord-est résulta de la stagnation rapide par fonte verticale de la glace.

5. Cinq phases glaciaires distinctes ont marqué l'histoire des écoulements glaciaires en Gaspésie centrale (figure 37). Une première phase est attribuée à des écoulements radiaux à partir d'une calotte glaciaire localisée dans les hautes-terres centrales de la Gaspésie. La seconde est rattachée à un écoulement glaciaire sud-est régional, relié à l'envahissement de la péninsule par l'inlandsis continental. Une troisième phase, concentrée dans la partie nord, est représentée par un écoulement nord-est relié à un renversement du drainage glaciaire produit lors de l'incursion, au début de la déglaciation, d'une baie de vêlage dans l'axe du fleuve. Une canalisation de la glace dans les principales vallées septentrionales a produit des écoulements glaciaires vers le nord et représente la quatrième phase glaciaire. Enfin des écoulements multidirectionnels, reliés à des masses de glace finiglaciaires, forment la cinquième phase.

6. Ces modèles de dispersion glaciaire permettent d'expliquer en partie l'influence des écoulements glaciaires sur la géochimie des sédiments de ruisseau en Gaspésie. Ainsi, même si la distribution régionale des éléments traces dans les sédiments de ruisseau est principalement contrôlée par la roche de fond, il est possible de retracer, à une échelle locale, l'influence de la dispersion glaciaire sur ce genre de levé géochimique. Cette influence s'est exercée en fonction du mode de dispersion glaciaire. En effet, aux deux modèles de dispersion suggérés (NE et SE) correspondent respectivement deux types de signal géochimique glaciaire (types « A » et « B »).

7. Enfin, la technique du traçage de blocs en Gaspésie peut être utilisée comme outil de prospection dans l'éventualité de la découverte de blocs minéralisés. Toutefois une approche statistique, telle qu'utilisée dans la présente étude, est recommandée et n'offre de l'intérêt que dans la mesure ou un modèle général de dispersion glaciaire puisse être établi. A ce titre, la contribution du présent ouvrage apparaît utile et permet, à notre avis, d'illustrer l'importance de l'étude de la géologie du Quaternaire et de son application à des problèmes touchant l'exploration minérale.

Références

ALCOCK, F.J., 1935 – Geology of Chaleur Bay region. Commission géologique du Canada; mémoire 183, 146 pages.

_____ 1944 – Further information of glaciation in Gaspé. Royal Society of Canada; transactions, section IV, pages 15-21.

AMYOT, G., 1983 – Région de Bonnécamp. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DP 83-37.

BAIL, P., 1983 – Problèmes géomorphologiques de l'englacement et de la transgression marine pléistocènes en Gaspésie sud-orientale. Université McGill, Montréal; thèse de doctorat, 148 pages.

BELL, R., 1863 – On the surficial geology of Gaspe Peninsula. Canadian Naturalist an Geologist, volume 8; pages 175-183.

BIRON, S., 1971 – Rive du St-Laurent: de Cap-Chat à Gros-Morne, comté de Gaspé-Nord. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-204, 9 pages.

_____ 1973 – Région de Marsoui, comté de Matane. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-244, 9 pages.

BOUCHARD, M.A., 1980 – Late Quaternary geology, Temiscamie area, Central Québec, Canada. Université McGill, Montréal; thèse de PhD, 284 pages.

_____ 1986 – Géologie des dépôts meubles de la région de Témiscamie, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MM 83-03.

BOUCHARD, M.A. – CADIEUX, B. – GONTHIER, F., 1984 – L'origine et les caractéristiques des lithofaciès du till dans le secteur nord du lac Albanel, Québec: une étude de la dispersion glaciaire clastique *IN* Chibougamau – Stratigraphy and Mineralisation (Guka, J. et Chown, E., éditeurs). Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; Special Volume 34, pages 244-260.

BOSTOCK, H.S., 1970 – Physiographic subdivisions of Canada. Commission géologique du Canada; Economic Geology; report 1, pages 9-30.

BOULTON, G.S., 1970 – On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. Journal of Glaciology; volume 9, pages 213-229.

_____ 1972 – The role of thermal regime in glacial sedimentation. Institute of British Geographers; special publication; volume 4, page 1-19.

_____ 1974 – Processes and patterns of glacial erosion *IN* Glacial Geomorphology (Coates, D.R., editeur). 5th. Geomorphological Symposium, Binghampton, New York; State University of New York; proceedings, pages 41-87.

BRUMMER, J.J., 1958 – Glaciation in the northwest quarter of Holland township, Gaspe North county, Quebec. Association géologique du Canada; proceedings, volume 10, pages 109-117.

_____ 1966 – Quart nord-ouest du canton de Holland. Comté de Gaspé-Nord. Ministère des richesses naturelles, Québec; RG-125, 108 pages.

CHALMERS, R., 1885 – Preliminary report on the surface geology of New-Brunswick. Commission géologique du Canada; annual report; volume 1, part GG, 58 pages.

_____ 1886 – On the glaciation and Pleistocene subsidence of north New-Brunswick and south-eastern Quebec. Royal Society of Canada; transactions, section 4, pages 139-145.

_____ 1906 – Surface geology of eastern Québec. Commission géologique du Canada; annual report for 1904; volume 16, part A, pages 250-263.

CHAUVIN, L. 1982 – Géologie du Quaternaire de la région de Mont-Louis – Grande-Vallée, comté de Gaspé-Est. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP 82-04.

_____ 1983 – Géologie du Quaternaire de la région de ruisseau Lesseps – Murdochville (partie centrale de la Gaspésie). Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP 83-26.

_____ 1984a – Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie (région de Mont-Louis – Rivière-Madeleine). Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; ET 83-19, 33 pages.

_____ 1984b – Dispersion glaciaire associée au gîte Sullipek *IN* Travaux sur le terrain 1984. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DV 84-17.

CHAUVIN, L. – DAVID, P.P. – LaSALLE, P., 1984 - Debris production and glacial transport in the Gaspe peninsula, Québec. Geological Society of America; abstracts with programs, volume n°16, page 8.

CHAUVIN, L. – MARTINEAU, G. – LaSALLE P., 1984 - Deglaciation of the Lower St-Laurent Region, Quebec. Geological Society of America; special paper n°197, pages 111 à 123.

CHOINIÈRE, J., 1978 – Atlas géochimique des sédiments de ruisseau de la région de Mont-Louis. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-674, 29 pages.

———— 1982 – Trace element geochemistry in stream sediments in relation to the bedrock in the Gaspe area, Quebec *IN* Prospecting in glaciated terrain – 1982 (Davenport, P.H., editeur). The Canadian Institute of Mining and Metallurgy; pages 105-131.

———— 1984 – Synthèse de la géochimie des sédiments de ruisseau de la Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; MM 84-01.

COLEMAN, A.P., 1922 – Physiography and glacial geology of Gaspe Peninsula, Quebec. Commission géologique du Canada; Museum Bulletin n°34; 52 pages.

DAVID, P.P. – LEBUIS, J., 1984 – The last glacial maximum and deglaciation of the western half of Gaspé Peninsula and adjacent area, Québec, Canada. Geological Society of America; special paper n°197, pages 85 à 109.

DAVID, P.P. – CHAUVIN, L. – CHOINIÈRE, J. – LaSALLE, P., 1984 – Ice flow directions and trace element concentration patterns in stream sediments in Gaspé, Quebec. Association géologique du Canada; programmes et résumés; volume, n°9, page 56.

DILABIO, R.N.W., 1981 – Glacial dispersal of rocks and minerals at the south end of lac Mistassini, Québec, with special reference to the Icon dispersal train. Commission géologique du Canada; bulletin n°323, 46 pages.

De RÖMER, H.S., 1977 – Région des monts McGerrigle. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-174, 226 pages.

DREIMANIS, A., 1958 – Tracing ore boulders as a prospecting method in Canada. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; bulletin n°61, pages 73-80.

———— 1976 – Tills: their origin and properties *IN* Glacial till: an interdisciplinary study (Legget, R.F., éditeur). Royal Society of Canada; special publication n°12.

DUGAS, J.- ASSAD, R. – MARLEAU, R., 1969 – Metallogenic concepts in Gaspé. Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 62, pages 846-853.

ELSON, J.A., 1961 – The geology of tills *IN* Proceeding of the 14th Canadian Soil Mechanics Conference. National Research Council of Canada, Commission of Soil and Snow Mechanics; technical memoir n°69, pages 5-36.

FLINT, R.F.- DEMOREST, M. - WASHBURN, A.L., 1942 – Glaciation of ShickShock Mountains, Gaspe Peninsula. Geological Society of America, Bulletin; volume 32, pages 291-317.

FRANCIS, E.A., 1975 – Glacial sediments: a selective review *IN* Ice ages: ancient and modern (Wright, H.E. and Moseley, F., editors). Liverpool, Seel House Press, pages 43-68.

GRANT, D.R., 1977 – Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigaphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, pages 247-260.

GRIP, E., 1953 – Tracing glacial boulders as an aid to ore prospecting in Sweden. Economic Geology; volume 48, pages 715-725.

HETU, B. – GRAY, J.T., 1980 – Evolution post-glaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire; volume 34, pages 187-208.

———— 1981 – La déglaciation finiwisconsinienne du golfe St-Laurent au montagnes Chic-Chocs *IN* Les zones d'altération et le problème des limites glaciaires (Gray, J.T., éditeur). Association Québécoise pour l'Etude du Quaternaire; articles et livret guide d'excursion, pages 88-105.

HUGHES, T.J., 1981 – Numerical reconstruction of paleo-ice sheets, a global view *IN* The last great ice sheets (Denton, G. et al., éditeurs). New-York, John Wiley and Sons, pages 221-261.

HYVÄRINEN, L. – KAURANNE, K. – YLETYIEN, V., 1973 - Modern boulder tracing in prospecting *IN* Prospecting in areas of glaciated terrain (Jones, M.J., éditeur). Institution of Mining and Metallurgy, London; pages 87-96.

IVES, J.D., 1978 – The maximum extent of the Laurentide ice sheet along the east coast of North America during the last glaciation. Artic; volume 31, pages 24-53.

JONES, I.W., 1934 – Région de la rivière Dartmouth, péninsule de Gaspé. Rapport annuel du Service des Mines de Québec pour l'année 1934, partie D.

———— 1939 – Rapport géologique sur une partie de l'Est de Gaspé. Bureau des Mines du Québec; RP-130.

KAURANNE, K., 1976 – Conceptual models in exploration geochemistry, Sweeden, 1975. Journal of Geochemical Exploration; volume 5, pages 173-420.

LALONDE, J.P. – LaSALLE, P., 1983 – Géochimie de l'argile et du till de base de l'Abitibi. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DPV-830, 86 pages.

LACHANCE, S. – DUQUETTE, G., 1977 – Région de Boisbuisson (NW). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-187, 66 pages.

LaSALLE, P. – DAVID, P.P., 1984 – Glacial erosion and transport in southern Gaspé, Québec. Association géologique du Canada; programmes et résumés; volume 9, page 82.

LANDRY, D., 1983 – Mont Brown: rapport des travaux. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; dossier d'exploration minière de la SOQUEM; GM-39909.

LAWSON, D.E., 1979 – Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier. United States Army, Corps of Engineers; CRREL report 79-9, 112 pages.

LEBUIS, J., 1973a – Géologie du Quaternaire de la région de Cap-Chat, comtés de Gaspé-Nord, Matane et Matapédia. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-145, 11 pages.

———— 1973b – Géologie du Quaternaire de la région de Matane-Amqui, comtés de Matane et Matapédia. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-216, 18 pages.

———— 1975 – Géologie du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-327, 32 cartes.

LEBUIS, J. – DAVID, P.P., 1972 - Région de Courcelette-Tourelle, comtés de Gaspé-Nord et de Matane (géologie du Quaternaire). Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP-63, 25 pages.

———— 1977 – La stratigraphie et les évènements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, pages 275-296.

LOCAT, J., 1977 – L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, pages 297-306.

LUNDQUVIST, G., 1935 – Blockundersökningar: historic och metodick. Sper. geol. Unders, Afh. C390, pages 3-45.

McGERRIGLE, H.W., 1950 – La géologie de l'est de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-35, 168 pages.

———— 1952 – Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula. Royal Society of Canada; transactions, volume 46, série 3, pages 37-51.

McGERRIGLE, H.W. – SKIDMORE, W.B., 1967 – Carte géologique, péninsule de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec; carte 1642.

PAYETTE, S – BOUDREAU, S., 1984 – Evolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie. Journal Canadien des sciences de la Terre; volume 21, pages 319-335.

POOLE W.H. – RODGERS, J., 1972 – Appalachian geotectonic elements of the Atlantic provinces and southern Quebec. 24ème congrès géologique international, Montréal; livret-guide d'excursion A63-C63.

RHEAULT, M., 1983 – Région de Murdochville, Gaspésie. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP 83-38.

RICHARDSON, J., 1858 – On the topography and geology of Magdalen river and part of the Gaspé Peninsula from Magdalen river to Gaspé bay and of Lake St.John. Commission géologique du Canada; rapport de progrès n° 1857, pages 29-93.

ROUILLARD, M., 1984 – Stratigraphie des Calcaires supérieurs de Gaspé entre Murdochville et le ruisseau Lesseps. Ministère de l'Energie et des Ressources, Québec; DP 84-12.

SAURAMO, M., 1924 – Tracing of glacial boulders and its application in prospecting. Bulletin de la Commission géologique de Finlande; volume no 67, pages 1-37

SHAKESBY, R.A., 1979 – The pattern of glacial dispersal and communition of rock fragments and mineral grains from two point sources. Zeitschrift für Gletscherkunde and Glazialgeologie; volume 15, pages 31-45.

SHILTS, W.W., 1971 – Till studies and their application to regional drift prospecting. Canadian Mining Journal; volume 92, pages 45-50.

———— 1973 – Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan till, southeastern Quebec, Canada *IN* The Wisconsinan Stage (Block R.F., et al., éditeurs). Geological Society of America; memoir 136, pages 189-219.

———— 1975 – Principles of geochemical exploration for sulphide deposits using shallow samples of glacial drift. Canadian Mining and Metalurgical Bulletin; volume 68, pages 73-80.

———— 1976 – Glacial till and mineral exploration *IN* Glacial Till, an Interdisciplinary Study (Letget, R.F., éditeur). University of Toronto, Press Toronto; pages 205-224.

SUGDEN, D.E., 1977 – Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum. Artic and Alpine Research; volume 9, pages 21-47.

THOMAS, R.H., 1877 – Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St.Lawrence Valley system. Géographie physique et Quaternaire; volume 31, pages 347-356.

WARES, R., 1983 – Synthèse métallogénique du gîte Sullipek et de ses environs. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-02

WEERTMAN, J., 1961 – Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. Journal of Glaciology; volume 3, pages 965-978.

Annexe

Pourcentage des indicateurs aux sites des comptages de blocs

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0101282	3075400	5456940	1	0	0	0	0	0
0102782	3148650	5437500	20	2	0	0	0	1
0103582	3015500	5445250	5	6	0	0	0	0
0103782	3008150	5444225	23	20	0	0	0	0
0103982	3007750	5440640	21	20	0	0	0	0
0104482	2993500	5445025	19	20	0	0	0	0
0104582	2971000	5445850	13	15	0	0	0	0
0104682	2944400	5439200	23	8	6	0	0	0
0104782	2963000	5439510	30	6	1	0	0	0
0104982	2970500	5440110	42	17	2	0	0	0
0105082	3117350	5449000	6	1	0	0	0	0
0105182	3126600	5447200	4	0	0	0	0	1
0105282	3096000	5447750	9	4	0	0	0	0
0105382	3082250	5449380	9	2	0	0	0	1
0105582	3140300	5446700	3	0	0	0	0	2
0105882	3122000	5445415	5	3	0	0	0	0
0105982	3108500	5445200	6	1	0	0	0	0
0106082	3106100	5444245	15	7	0	0	0	0
0107782	3133000	5432250	0	0	0	37	0	0
0107982	3137000	5431600	0	0	0	36	0	0
0108782	3135000	5444900	3	0	0	0	0	2
0108882	3133450	5443650	1	0	0	0	0	2
0109182	3137000	5443050	3	0	0	0	0	7
0109282	3106000	5443950	9	1	0	0	0	0
0109382	3100250	5444150	8	2	1	0	0	0
0109482	3100400	5444775	8	1	0	0	0	2
0109582	3095250	5443600	10	1	2	0	0	1
0109682	3134800	5441655	11	4	2	0	0	1
0109882	3120500	5441760	5	1	0	0	0	0
0109982	3112500	5441100	4	1	0	2	0	2
0110082	3101500	5441730	8	1	1	0	0	1
0110182	3092600	5441275	8	2	0	2	0	0
0110282	3106250	5440450	5	0	0	0	0	0
0110382	3164750	5433450	0	0	0	17	0	0
0110482	3166150	5432350	0	0	0	24	0	0
0110582	3166000	5431550	0	0	0	26	0	0
0110682	3159000	5431175	0	0	0	34	0	0
0111082	3133250	5434815	0	0	0	4	0	0
0111182	3133000	5433510	0	0	0	12	0	0
0111282	3136400	5458750	6	0	0	0	0	0
0111382	2985000	5453650	5	1	0	0	0	0
0111482	2991000	5448250	9	6	0	0	0	0
0111582	2899000	5440000	10	12	0	0	0	0
0111682	2899950	5435500	29	20	2	0	0	0
0111782	2895000	5436150	16	33	0	0	0	0
0111882	2894000	5437100	10	53	0	0	0	0
0111982	2894500	5438450	18	20	0	0	0	0
0112082	2894600	5434350	33	38	1	0	0	0
0112182	2886900	5433830	15	43	3	0	0	0
0112382	2867750	5433140	78	0	0	0	0	0

* Le pourcentage restant représente les lithologies indéterminées. Pour l'échantillon nº 0101282, il corrrespond à 99 %

** GR: Granites des monts McGerrigle
VØ: Basaltes
MM: Roches métamorphiques de l'auréole des monts McGerrigle
RM: Skarns et porphyres de Murdochville
PØ: Porphyre du mont Brown
YR: Grès du type York River

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0112482	2866500	5432950	64	0	0	0	0	0
0112582	2896600	5433600	21	51	0	0	0	0
0112682	2901100	5432880	13	62	0	0	0	0
0112982	2905500	5431850	21	58	2	0	0	0
0113082	2905200	5431600	16	32	0	0	0	0
0113282	2884800	5436450	14	36	0	0	0	0
0113482	2832500	5438900	4	0	0	0	0	0
0113582	2829900	5437925	24	0	0	0	0	0
0113682	2828750	5437350	30	0	0	0	0	0
0113782	2825500	5437615	34	0	0	0	0	0
0113882	2820000	5437375	73	0	1	0	0	0
0113982	2805500	5436000	100	0	0	0	0	0
0114082	2969500	5438950	14	1	0	0	0	0
0114282	2978500	5437400	8	1	0	0	0	0
0114382	2989400	5437175	9	4	0	0	0	0
0114582	3001500	5437000	44	2	1	0	0	0
0114682	3007750	5436540	24	4	0	0	0	0
0114782	2943000	5438000	12	1	1	0	0	0
0114882	2918000	5436600	19	4	0	0	0	0
0114982	2967000	5436550	16	1	1	0	0	0
0115082	2964750	5436000	4	42	0	0	0	0
0115182	2901750	5434150	26	15	1	0	0	0
0115282	2905000	5433100	14	34	0	0	0	0
0115382	2918500	5431005	22	6	1	0	0	0
0115482	2913500	5431800	26	35	0	0	0	0
0115582	2867750	5440325	10	0	0	0	0	0
0115682	2869500	5441450	28	1	0	0	0	0
0115882	2874500	5442475	13	1	1	0	0	0
0115982	2866000	5442750	4	0	0	0	0	0
0116082	2862000	5442700	51	0	0	0	0	0
0116282	2889000	5448275	8	0	0	0	0	0
0116882	2830000	5438375	12	1	0	0	0	0
0117082	2827000	5439550	41	0	0	0	0	0
0117282	2824500	5440650	12	0	0	0	0	0
0117382	2815000	5441540	9	0	0	0	0	0
0117582	2829000	5442850	19	0	0	0	0	0
0117682	2826500	5444450	4	0	0	0	0	0
0118382	2913000	5430525	53	15	0	0	0	0
0118482	2926000	5434200	39	1	9	0	0	0
0118582	2920750	5430110	48	3	1	0	0	0
0118682	2931000	5430200	68	4	0	0	0	0
0118782	2948500	5430600	25	3	3	0	0	0
0118882	2960540	5434450	45	3	1	0	0	0
0118982	2833000	5439100	10	0	0	0	0	0
0119082	2831750	5438700	13	0	0	0	0	0
0119182	2831000	5438325	16	0	0	0	0	0
0119282	2830000	5438100	23	0	0	0	0	0
0119382	2828500	5437900	32	0	0	0	0	0
0119482	2827000	5437800	39	0	0	0	0	0
0119682	2824000	5437575	46	0	0	0	0	0
0119782	2830000	5437700	8	0	0	0	0	0
0119882	2830000	5437750	36	0	0	0	0	0
0119982	2831000	5437750	92	0	0	0	0	0
0120082	2989500	5457275	P*	0	0	0	0	0
0120182	2987500	5457100	P	0	0	0	0	0
0120282	2955000	5456900	P	0	0	0	0	0
0120382	2984000	5456600	P	0	0	0	0	0
0120482	2975500	5455400	P	0	0	0	0	0
0120582	2981750	5455300	P	0	0	0	0	0
0120682	2979500	5454950	P	0	0	0	0	0
0120782	2979000	5454750	P	0	0	0	0	0
0120882	2982500	5453900	P	0	0	0	0	0
0120982	2984000	5453850	P	0	0	0	0	0
0121082	2986000	5453700	0	P	0	0	0	0
0121182	2987000	5453500	0	P	0	0	0	0
0121282	2987000	5453150	0	P	0	0	0	0
0121382	2989000	5453025	P	0	0	0	0	0
0121482	2992000	5452925	0	P	0	0	0	0
0121582	2994500	5452650	P	P	0	0	0	0
0121682	2994500	5452150	P	0	0	0	0	0

* Pourcentage inférieur à 1 %

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0121782	2996000	5452000	0	0	0	0	0	0
0121882	2997000	5451900	P	0	0	0	0	0
0121982	2996000	5451650	0	P	0	0	0	0
0122082	2993750	5451400	P	P	0	0	0	0
0122182	2989500	5451400	0	0	0	0	0	0
0122282	2987500	5451450	0	0	0	0	0	0
0122382	2986000	5451200	P	0	0	0	0	0
0122482	2963540	5452175	0	0	0	0	0	0
0122582	2965000	5452100	P	0	0	0	0	0
0122682	2966000	5452000	P	0	0	0	0	0
0122782	2957250	5452150	P	0	0	0	0	0
0122882	2978500	5450550	P	0	0	0	0	0
0122982	2981000	5450150	P	0	0	0	0	0
0123082	2985500	5449600	P	0	0	0	0	0
0123182	2986500	5448900	P	0	0	0	0	0
0123282	2947500	5454250	P	0	0	0	0	0
0123382	3148250	5453625	P	0	0	0	0	0
0123482	3147500	5456250	0	0	0	0	0	0
0123582	3148500	5452850	P	0	0	0	0	0
0123682	3136500	5456700	P	0	0	0	0	0
0123782	3142500	5457050	P	0	0	P	0	0
0123882	3135000	5457200	P	0	0	0	0	0
0123982	3130000	5457150	P	0	0	0	0	0
0124082	3114250	5456650	0	0	0	0	0	0
0124182	3118000	5456850	P	0	0	0	0	0
0124282	3114500	5456850	0	0	0	P	0	0
0124382	3114250	5457250	P	P	0	0	0	0
0124482	3128250	5457975	P	0	0	0	0	0
0124582	3129000	5458300	P	0	0	0	0	0
0124682	3130000	5458600	P	0	0	0	0	0
0124782	3127500	5458450	P	0	0	0	0	0
0203282	3411000	5449650	0	0	0	0	0	9
0204082	3403500	5448150	0	0	0	0	0	21
0206382	3329750	5433400	0	0	0	0	0	60
0206682	3521000	5446800	0	0	0	0	0	24
0206882	3538750	5446700	0	0	0	0	0	5
0206982	3524750	5444775	0	0	0	0	0	14
0207082	3530000	5442650	0	0	0	0	0	25
0207182	3536500	5441550	0	0	0	0	0	25
0207382	3520050	5436400	0	0	0	0	0	43
0207482	3500050	5438025	0	0	0	0	0	62
0207582	3491500	5442500	0	0	0	0	0	57
0207682	3408750	5448250	0	0	0	0	0	18
0207882	3399000	5445154	0	0	0	0	0	17
0208082	3402500	5444550	0	0	0	0	0	5
0208282	3438000	5444925	0	0	0	0	0	40
0208382	3440500	5442900	0	0	0	0	0	29
0208582	3362000	5444450	0	0	0	0	0	22
0208682	3361500	5444575	0	0	0	0	0	13
0208782	3328000	5432100	0	0	0	0	0	26
0209182	3321500	5430550	0	0	0	0	0	58
0209482	3333330	5430360	0	0	0	0	0	37
0209582	3350050	5430700	0	0	0	0	0	80
0209882	3359500	5436850	0	0	0	0	0	70
0209982	3402500	5434750	0	0	0	0	0	90
0210082	3403000	5436200	0	0	0	0	0	90
0210182	3371000	5434800	0	0	0	0	0	95
0210282	3302750	5456900	0	0	0	0	0	20
0210582	3409600	5440900	0	0	0	0	0	39
0210682	3412000	5439325	0	0	0	0	0	44
0210782	3401000	5437750	0	0	0	0	0	42
0210882	3426500	5439150	0	0	0	0	0	50
0211082	3424000	5441650	0	0	0	0	0	44
0212082	3323750	5452600	0	0	0	0	0	5
0212182	3330000	5452300	0	0	0	0	0	5
0212382	3335000	5451300	1	0	0	0	0	12
0212482	3307750	5455800	0	0	0	0	0	7
0212582	3292000	5455250	0	0	0	0	0	1
0212682	3286000	5452250	1	0	0	0	0	1
0212782	3242000	5446975	2	0	0	3	0	10
0212882	3224900	5446600	2	0	0	0	0	7

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0212982	3225600	5446700	2	0	0	4	0	11
0213082	3225950	5446825	0	0	0	0	0	12
0213182	3264000	5446700	0	0	0	0	0	5
0213282	3179000	5437400	0	0	0	2	0	0
0213382	3183000	5437300	1	0	0	4	0	0
0213482	3191000	5437500	0	0	0	6	0	0
0213582	3376000	5452600	0	0	0	0	0	0
0213682	3379250	5451800	1	0	0	0	0	4
0213882	3249250	5456725	0	0	0	0	0	0
0213982	3244500	5451650	3	0	0	0	0	0
0214382	3237000	5448050	3	0	0	0	0	7
0214482	3242000	5446800	20	0	0	2	0	5
0214582	3246750	5446250	12	0	0	0	0	5
0214682	3255750	5445250	0	0	0	0	0	14
0214782	3266000	5444550	0	0	0	0	0	5
0214882	3274500	5442850	0	0	0	0	0	3
0214982	3273000	5445150	0	0	0	0	0	11
0215082	3277000	5445250	0	0	0	1	0	2
0215282	3269000	5453575	0	0	0	0	0	0
0215982	3229250	5405075	1	0	0	10	0	1
0216182	3239500	5447850	3	0	0	1	0	9
0216282	3242000	5447700	5	0	0	1	0	7
0216582	3234000	5447875	2	0	0	1	0	2
0216682	3235250	5447250	1	0	0	1	0	7
0216882	3262500	5454750	1	0	0	1	0	0
0216982	3265000	5454900	0	0	0	1	0	1
0217082	3270000	5455850	0	0	0	1	0	0
0217482	3302750	5456900	7	0	0	1	0	6
0217582	3309500	5456350	5	0	0	0	0	6
0217682	3309500	5456525	6	0	0	2	0	9
0218082	3311000	5451500	0	0	0	1	0	1
0218182	3314000	5452350	4	0	0	0	0	4
0218382	3187000	5446005	3	1	0	6	0	3
0218482	3201000	5445525	0	0	0	6	0	0
0218582	3223500	5445100	0	0	0	4	0	0
0218682	3189150	5446450	2	0	0	12	0	0
0218882	3179000	5445100	0	0	0	4	0	0
0218982	3174500	5434900	0	0	0	17	0	0
0219082	3194250	5434950	0	0	0	6	0	0
0219182	3203150	5436450	0	0	0	0	0	3
0219282	3202000	5437275	0	0	0	0	0	19
0219382	3218500	5437350	0	0	0	1	0	55
0100183	2910750	5430100	36	9	19	0	0	0
0100283	2910500	5429130	39	2	42	0	0	0
0100383	2914300	5428160	56	26	15	0	0	0
0100483	2903000	5427300	60	1	37	0	0	0
0100683	2911700	5426910	57	0	25	0	0	0
0100783	2909700	5426020	46	0	11	0	0	0
0100883	2899500	5425950	47	0	2	0	0	0
0100983	2888000	5425340	54	0	37	0	0	0
0101083	2908200	5425120	31	0	1	0	0	0
0101183	2923300	5424850	38	0	5	0	0	0
0101383	2907300	5422880	70	0	9	0	0	0
0101483	2940000	5423780	46	18	6	0	0	0
0101583	2940000	5427020	53	12	4	0	0	0
0101683	2948900	5428850	55	P	2	0	0	0
0101783	2955900	5424850	46	9	2	0	0	0
0101883	2960500	5426500	52	11	0	0	0	0
0101983	2960000	5427610	40	20	2	0	0	0
0102083	2961500	5429000	49	6	3	0	0	0
0102183	2929600	5423180	41	1	7	0	0	0
0102283	2930000	5421700	46	15	2	0	0	0
0102383	2941500	5422020	54	18	2	0	0	0
0102483	2956900	5422850	10	1	0	0	0	0
0102583	2962000	5423650	6	2	P	0	0	0
0102683	2977400	5424550	14	2	1	0	0	0
0102783	2976300	5425400	17	4	1	0	0	0
0102883	2966500	5425450	18	3	P	0	0	0
0102983	2929000	5421130	40	3	3	0	0	0
0103083	2925500	5419760	12	18	P	0	0	0
0103183	2946500	5420240	9	2	1	0	0	0

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0103283	2955600	5422030	9	0	P	0	0	0
0103383	2967700	5422050	12	P	0	0	0	0
0103483	2984200	5423020	43	2	0	0	0	0
0103583	2300000	5424400	4	2	1	0	0	6
0103683	2300150	5426230	1	0	0	0	0	0
0103983	2300800	5424450	4	0	0	0	0	44
0104083	2301630	5425540	5	0	1	0	0	38
0104183	2301560	5426400	5	1	0	0	0	17
0104283	3026500	5427850	4	0	1	0	0	29
0104383	3023500	5426450	2	0	0	0	0	6
0104483	3002900	5423700	1	0	0	0	0	35
0104583	3008500	5423000	2	0	0	0	0	73
0104683	3019500	5423830	1	0	0	0	0	59
0104783	3028700	5425130	0	0	0	0	0	25
0104883	3030800	5424240	0	0	0	0	0	5
0104983	3043000	5424700	0	0	0	0	6	15
0105083	3042000	5423300	0	0	0	0	3	10
0105183	3048500	5425400	0	0	0	0	20	26
0105283	3051300	5426150	6	0	0	0	11	13
0105383	3053700	5426000	1	0	0	0	29	0
0105583	3062000	5426050	0	0	0	0	0	1
0105683	3067000	5426900	0	0	0	0	7	P
0105783	3065200	5425600	P	0	0	0	2	P
0105883	3055800	5424650	0	0	0	0	3	P
0105983	3056700	5424500	0	0	0	0	19	0
0106083	3027500	5423300	0	0	0	0	0	45
0106183	3025500	5422800	1	0	0	0	0	1
0106283	3017000	5428000	0	0	0	0	0	13
0106383	3010500	5422470	2	0	0	0	0	69
0106483	2999400	5421200	2	0	0	0	0	8
0106583	3014500	5421390	P	0	0	0	0	0
0106683	2990000	5422370	3	0	0	0	0	88
0106783	2992000	5421400	7	P	0	0	0	29
0106883	2995600	5420350	9	1	1	0	0	3
0106983	3004500	5420370	3	0	P	0	0	13
0107083	3001000	5419500	1	0	0	0	0	2
0107183	3007500	5420000	P	0	P	0	0	2
0107283	3015500	5419450	P	0	0	0	0	2
0107383	3002400	5418800	2	P	28	0	0	2
0107483	2999500	5418170	4	P	1	0	0	2
0107583	2994200	5419000	10	P	0	0	0	3
0107683	3025000	5420270	0	0	6	0	0	0
0107783	3039000	5421550	0	0	0	0	6	0
0107883	3026200	5421900	0	0	0	0	0	0
0107983	2981500	5422350	2	1	0	0	P	13
0108083	2975100	5421650	5	3	0	0	0	9
0108183	2982200	5421250	3	P	P	0	0	78
0108283	2976000	5420500	P	P	0	0	0	17
0108383	2987600	5420560	5	P	P	0	0	73
0108483	2983800	5419530	2	P	0	0	0	P
0108583	2989400	5417910	17	3	1	0	0	4
0108683	2976700	5418630	19	4	P	0	0	0
0108783	2966400	5421280	4	P	0	0	0	3
0108883	2954000	5421200	5	P	0	0	0	9
0108983	2960600	5420250	6	2	0	0	0	0
0109083	2950500	5419430	11	4	1	0	0	19
0109183	2957500	5418650	20	11	2	0	0	5
0109283	2968900	5418470	2	1	2	0	0	1
0109383	2957000	5417900	48	30	6	0	0	P
0109483	2970000	5419240	10	9	P	0	0	4
0109583	2946500	5417900	9	4	0	0	0	9
0109683	2940000	5416700	28	P	4	0	0	3
0109783	2926000	5416150	38	3	1	0	0	0
0109883	2950800	5414600	24	5	1	0	0	0
0109983	2957500	5415490	18	5	1	0	0	P
0110083	2957000	5416500	43	5	1	0	0	P
0110183	2951700	5417200	16	8	1	0	0	1
0110283	2971000	5416400	15	3	4	0	0	P
0110383	2978500	5417350	12	8	1	0	0	P
0110483	2945500	5415550	21	P	4	0	0	1
0110583	2929400	5412300	24	0	5	0	0	P

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0110783	2929000	5413710	29	1	1	0	0	P
0110983	2938500	5414810	31	6	3	0	0	0
0111083	2925300	5414720	23	5	4	0	0	P
0111183	2916700	5414750	35	P	7	0	0	P
0111283	2926800	5415300	32	1	2	0	0	0
0111383	2920600	5415300	22	2	6	0	0	P
0111483	2911600	5416180	34	0	3	0	0	0
0111683	2910000	5417250	61	0	9	0	0	0
0111783	2916200	5418750	29	2	6	0	0	0
0111883	2935250	5419900	6	0	1	0	0	6
0111983	2945500	5419070	10	0	0	0	0	9
0112083	2954800	5418780	3	0	0	0	0	5
0112183	2919600	5417600	32	P	1	0	0	0
0112283	2923200	5416850	33	P	1	0	0	0
0112383	2931750	5418200	8	0	P	0	0	0
0112483	2911250	5420900	17	P	1	0	0	0
0112583	2896000	5420100	27	0	10	0	0	0
0112683	2888200	5419700	50	0	22	0	0	0
0112783	2882000	5418450	50	0	17	0	0	0
0112883	2888250	5415250	42	0	20	0	0	0
0112983	2888000	5416300	37	0	28	0	0	0
0113083	2886000	5417350	43	0	27	0	0	0
0113183	2890000	5418150	53	0	18	0	0	0
0113283	2915500	5420350	73	0	4	0	0	0
0113483	2906900	5418420	36	0	9	0	0	0
0113583	2889000	5408200	40	0	10	0	0	0
0113683	2885000	5409700	51	0	14	0	0	0
0113783	2883000	5410050	49	0	19	0	0	0
0113883	2878000	5410700	59	0	13	0	0	1
0113983	2890000	5411050	44	0	23	0	0	0
0114083	2898000	5412050	45	0	12	0	0	0
0114183	2898500	5413050	36	0	11	0	0	0
0114283	2892000	5413700	54	0	7	0	0	0
0114383	2896000	5414550	50	0	8	0	0	0
0114483	2836000	5412900	49	0	22	0	0	1
0114583	2830000	5413500	16	0	4	0	0	0
0114683	2822000	5414200	15	0	1	0	0	0
0114783	2821500	5413650	P	0	0	0	0	0
0114883	2826500	5412750	1	0	P	0	0	0
0114983	2815500	5413050	1	0	0	0	0	0
0115083	2809000	5413650	1	0	P	0	0	0
0115283	2799500	5414150	P	0	0	0	0	0
0115383	2811500	5412650	1	0	1	0	0	14
0115483	2800000	5412300	P	0	0	0	0	0
0115583	2842500	5412800	37	0	8	0	0	22
0115683	2846500	5413400	28	0	3	0	0	59
0115783	2847500	5414150	58	0	19	0	0	0
0115883	2849500	5414950	74	0	16	0	0	0
0115983	2976000	5415250	6	0	0	0	0	1
0116083	2969000	5414900	11	3	3	0	0	2
0116183	2963000	5414600	20	5	3	0	0	0
0116283	2956000	5414300	21	1	5	0	0	0
0116383	2948500	5413900	19	2	2	0	0	0
0116483	2938500	5413300	14	1	0	0	0	0
0116583	2929500	5411950	21	0	7	0	0	0
0116683	2926500	5411150	20	0	3	0	0	0
0116783	2926000	5410450	32	0	2	0	0	0
0116883	2928000	5409750	36	0	2	0	0	0
0116983	2929000	5408950	32	0	6	0	0	0
0117083	2931500	548150	25	0	12	0	0	0
0117183	2934000	5407600	31	0	7	0	0	0
0117283	2937000	5406800	20	0	5	0	0	0
0117383	292050	5409100	19	0	3	0	0	0
0117483	2920000	5408800	29	0	2	0	0	0
0117583	2925000	5408200	30	0	9	0	0	0
0117683	2917000	5408450	31	0	8	0	0	0
0117783	2920500	5407600	33	0	5	0	0	0
0117883	2909000	5408250	28	0	8	0	0	0
0117983	2903500	5407950	36	0	17	0	0	0
0118083	2898500	5407800	32	P	11	0	0	1
0118183	2891500	5407750	38	0	5	0	0	0

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0118283	2890500	5407050	37	0	7	0	0	0
0118383	2888000	5406300	33	0	7	0	0	1
0118483	2888000	5405700	37	0	5	0	0	0
0118583	2891000	5405200	34	0	3	0	0	1
0118683	2891500	5404500	27	0	5	0	0	P
0118983	2925000	5404000	32	0	4	0	0	12
0119183	2877500	5408100	4	1	2	0	0	0
0119283	2872000	5408300	18	0	6	0	0	P
0119383	2861000	5408200	16	0	4	0	0	3
0119483	2940250	5404000	23	P	2	0	0	0
0119583	2947000	5403550	6	0	P	0	0	8
0119683	2952100	5402130	13	P	2	0	0	0
0119783	2962000	5402350	7	P	1	0	0	0
0119883	2965550	5402100	4	0	0	0	0	0
0119983	2971500	5401900	1	0	0	0	0	0
0120083	2977300	5401800	3	0	P	0	0	0
0120183	2981500	5402100	2	P	0	0	0	0
0120283	2987400	5402090	6	0	0	0	0	0
0120383	2993000	5401400	2	0	0	0	0	0
0120483	2995500	5400870	0	0	0	0	0	0
0120583	2998000	5400600	0	0	0	0	0	0
0120683	3000500	5400390	P	0	0	0	0	0
0120783	3003000	5400170	0	0	0	0	0	0
0120883	2858500	5407850	12	0	5	0	0	0
0120983	2867000	5407950	19	0	5	0	0	0
0121083	2873500	5407900	38	0	10	0	0	0
0121183	2864500	5407400	66	0	7	0	0	0
0121283	2858500	5407200	5	0	1	0	0	0
0121383	2856000	5406350	21	0	3	0	0	0
0121483	2854500	5405250	18	0	3	0	0	0
0121583	2853000	5407500	13	0	4	0	0	0
0121683	2847000	5407650	4	0	2	0	0	0
0121783	2843500	5407100	7	0	1	0	0	0
0121883	2843500	5406500	10	0	2	0	0	0
0121983	2844000	5405600	17	0	2	0	0	0
0122083	2839000	5406600	6	0	3	0	0	0
0122183	2832000	5406500	5	0	1	0	0	0
0122283	2834500	5405500	4	0	1	0	0	0
0122383	2839000	5405600	8	0	1	0	0	0
0122483	2841000	5415100	65	0	16	0	0	0
0122583	2842000	5415600	60	0	26	0	0	0
0122683	2841500	5416100	59	0	18	0	0	0
0122783	2842000	5416500	53	0	14	0	0	0
0122883	2845000	5416800	69	0	11	0	0	0
0122983	2834700	5416180	42	0	16	0	0	0
0123083	2828500	5416720	16	0	17	0	0	0
0123183	2822200	5416800	3	0	5	0	0	0
0124583	2848500	5408330	12	0	6	0	0	0
0124683	2844800	5408100	15	0	6	0	0	0
0124783	2829000	5407100	8	0	3	0	0	0
0124883	2817500	5406580	9	0	1	0	0	0
0124983	2797500	5405900	1	0	0	0	0	0
0125083	2807000	5406250	5	0	0	0	0	0
0125183	2874500	5408550	20	0	9	0	0	0
0125283	2874000	5409150	40	0	12	0	0	0
0125383	2868000	5410100	42	0	13	0	0	0
0125483	2860800	5410800	30	0	7	0	0	0
0125583	2854500	5411500	27	0	2	0	0	0
0125683	2848000	5412100	30	0	22	0	0	0
0125783	2842000	5412630	36	0	24	0	0	0
0125883	2840000	5413600	45	0	30	0	0	0
0125983	2835300	5414430	25	0	21	0	0	0
0126083	2826000	5415000	23	0	13	0	0	0
0126183	2816500	5415600	9	0	5	0	0	0
0126283	2816000	5416700	3	0	4	0	0	0
0126383	2819000	5417550	28	0	32	0	0	0
0126483	2808000	5418000	32	0	31	0	0	0
0126583	2801100	5417750	0	0	26	0	0	0
0126683	2832900	5417440	34	0	30	0	0	0
0126783	2844000	5417200	68	0	16	0	0	0
0126883	2851000	5417900	55	0	30	0	0	0

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0126983	2860800	5418150	67	0	25	0	0	0
0127083	2871000	5418360	60	0	30	0	0	0
0127183	2875500	5419350	62	0	21	0	0	0
0127283	2880500	5420440	56	0	28	0	0	0
0127383	2899000	5422200	56	0	28	0	0	0
0127483	2891500	5421630	51	0	23	0	0	0
0128283	2884300	5412110	44	0	10	0	0	0
0128383	2865000	5412775	34	0	23	0	0	0
0128483	2874800	5413050	37	0	10	0	0	0
0128583	2863250	5414500	56	0	17	0	0	0
0128683	2861000	5415100	77	0	14	0	0	0
0128783	2859250	5415700	62	0	18	0	0	0
0128883	2865850	5416325	54	0	22	0	0	0
0128983	2861650	5417345	61	0	31	0	0	0
0400183	3079000	5424700	0	0	0	0	0	0
0400283	3079000	5424575	P	0	0	0	0	0
0400383	3079000	5424574	0	0	0	0	0	0
0400483	3085500	5424350	0	0	0	0	0	0
0400683	3070000	5422850	0	0	0	0	0	0
0400783	3070000	5422250	0	0	0	0	0	0
0400883	3067000	5420925	0	0	0	0	0	0
0400983	3066500	5420350	0	0	0	0	0	0
0401083	3058000	5420250	0	0	0	0	0	0
0401683	3062000	5419400	0	0	0	0	0	0
0401783	3074540	5417400	0	0	0	0	0	0
0401883	3060750	5420175	P	0	0	0	0	0
0401983	8062000	5418925	0	0	0	0	0	0
0402183	3074500	5418575	0	0	0	0	0	0
0402283	3091000	5419250	0	0	0	0	0	0
0402383	3084000	5419475	0	0	0	0	0	0
0402483	3054750	5414850	0	0	0	0	0	0
0402783	3046750	5415900	0	0	0	0	0	0
0402883	3037500	5415450	0	0	0	0	0	0
0403083	3009250	5414300	0	0	0	0	27	0
0403183	8029500	5418350	26	0	0	0	5	0
0403283	3030000	5417900	1	0	0	0	33	0
0403383	3026000	5416900	0	0	0	0	11	0
0403483	3037500	5418150	P	0	0	0	0	0
0403583	3035000	5418350	P	0	0	0	25	0
0403783	3056500	5421050	0	0	0	0	0	0
0403883	3058000	5419675	0	0	0	0	0	0
0403983	3055250	5418350	0	0	0	0	0	0
0404083	3071500	5419275	0	0	0	0	0	0
0404183	3096000	5419850	0	0	0	0	0	0
0404283	3088500	5420700	0	0	0	0	0	0
0404383	3095500	5423450	0	0	0	0	0	0
0404483	3022000	5416300	0	0	0	0	28	0
0404583	3034750	5416250	0	0	0	0	4	0
0404683	3045250	5417500	0	0	0	0	1	0
0404783	3068500	5421800	0	0	0	0	0	0
0404883	3044500	5419500	0	0	0	0	3	0
0404983	3012500	5418200	0	0	0	0	P	0
0405083	3047000	5421200	0	0	0	0	7	0
0405183	3049500	5422500	0	0	0	0	8	0
0405283	3040500	5422500	5	0	0	0	1	0
0405383	3036500	5420000	P	0	0	0	1	0
0405483	3033500	5422500	1	0	0	0	0	0
0405583	3027000	5419450	0	0	0	0	0	0
0405683	3046000	5416750	0	0	0	0	0	0
0405783	3058500	5417700	0	0	0	0	0	0
0405883	3063000	5416750	0	0	0	0	0	0
0405983	3077000	5416700	0	0	0	0	0	0
0406083	3060000	5416300	0	0	0	0	0	0
0406183	3065500	5416200	0	0	0	0	0	0
0406283	3062000	5415050	0	0	0	0	0	0
0406483	3023500	5418050	0	0	0	0	P	0
0406583	3003000	5417475	0	0	0	0	0	0
0406883	3060500	5413950	0	0	0	0	1	0
0407283	3053000	5413150	0	0	0	0	0	0
0407483	3036000	5412600	0	0	0	0	64	0
0407583	3024000	5411700	0	0	0	0	63	0

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0407683	3022150	5414610	0	0	0	0	19	P
0407783	3014500	5414400	0	0	0	0	35	0
0407883	3007300	5413150	0	0	0	0	68	0
0408183	3041800	5414150	0	0	0	0	0	0
0408283	3026000	5413770	0	0	0	0	5	3
0408383	3017300	5413400	0	0	0	0	8	0
0408483	3028500	5415200	0	0	0	0	1	0
0408583	3017300	5417100	1	0	0	0	0	0
0408883	3089200	5427200	0	0	0	0	0	0
0408983	3094300	5427250	0	0	0	0	0	0
0409083	3105000	5426750	0	0	0	0	0	0
0409583	3141500	5429000	0	0	0	45	0	6
0409683	3134000	5428770	0	0	0	19	0	0
0409783	3124300	5427890	0	0	0	0	0	0
0409883	3130500	5428580	0	0	0	6	0	0
0410183	3106500	5425450	0	0	0	0	0	0
0410383	3125000	5425100	0	0	0	0	0	0
0410483	3136000	5425000	0	0	0	0	0	0
0410783	3126000	5426950	0	0	0	1	0	0
0410883	3135400	5427050	0	0	0	3	0	0
0411083	3138500	5430050	0	0	0	52	0	0
0411183	3157600	5429280	0	0	0	57	0	0
0411383	3178400	5425250	0	0	0	14	0	0
0411583	3214400	5421860	0	0	0	11	0	0
0411883	3195500	5423430	0	0	0	6	0	0
0412183	3229200	5424250	0	0	0	33	0	0
0412383	3224600	5427870	0	0	0	4	0	0
0412883	3273500	5424390	0	0	0	P	0	0
0413583	3263600	5420430	0	0	0	1	0	0
0413683	3250300	5419550	0	0	0	1	0	0
0413783	3253300	5416945	0	0	0	1	0	0
0413883	3242950	5417950	0	0	0	2	0	0
0413983	3239000	5418650	0	0	0	8	0	0
0414083	3227500	542000	0	0	0	0	0	0
0414383	3194750	5420490	0	0	0	26	0	0
0414483	3207950	5420899	0	0	0	39	0	0
0414583	3208200	5419700	0	0	0	2	0	0
0414683	3195000	5418600	0	0	0	0	0	0
0414783	3202000	5418490	0	0	0	1	0	0
0414883	3204550	5417260	0	0	0	P	0	0
0414983	3201200	5416160	0	0	0	P	0	0
0415283	3214490	5415475	0	0	0	P	0	0
0415383	3207000	5413875	0	0	0	1	0	0
0415483	3293100	5414400	0	0	0	0	0	0
0415583	3286000	5413680	0	0	0	0	0	0
0415683	3295700	5411630	0	0	0	0	0	0
0415983	3295650	5409670	0	0	0	1	0	0
0416083	3288500	5409120	0	0	0	1	0	0
0416183	3283500	5408850	0	0	0	0	0	0
0416283	3224000	5410190	0	0	0	P	0	0
0416983	3193000	5420950	0	0	0	13	0	0
0417183	3179400	5420300	0	0	0	2	0	0
0417283	3174500	5423800	0	0	0	13	0	0
0417783	3286000	5418500	0	0	0	1	0	0
0417883	3276000	5419500	0	0	0	6	0	0
0418283	3293500	5422900	0	0	0	1	0	0
0418383	3308400	5422050	0	0	0	0	0	0
0418783	3293500	5422900	0	0	0	1	0	0
0419283	3169000	5428320	0	0	0	28	0	0
0419383	3174500	5428550	0	0	0	10	0	0
0419483	3178500	5428700	0	0	0	31	0	0
0419583	3185300	5429050	0	0	0	11	0	0
0419683	3191500	5429400	0	0	0	10	0	0
0419783	3189500	5428050	0	0	0	13	0	0
0419883	3190500	5427200	0	0	0	2	0	0
0419983	3197000	5425750	0	0	0	1	0	0
0420083	3209000	5426000	0	0	0	6	0	0
0420183	3207600	5424170	0	0	0	9	0	0
0421483	3035000	5417100	0	0	0	0	0	0
0421583	3035550	5417350	0	0	0	0	0	0
0421983	3044000	5418700	0	0	0	0	0	0

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0422083	3037000	5419350	0	0	0	0	0	0
0422183	3018500	5418450	0	0	0	0	0	0
0422283	3040000	5420850	0	0	0	0	0	0
0422383	3051000	5420450	0	0	0	0	0	0
0422483	3041500	5420000	0	0	0	0	0	0
0422583	3044000	5420700	0	0	0	0	0	0
0422683	3047000	5422050	0	0	0	0	0	0
0509083	2873500	5403200	29	0	4	0	0	0
0509183	2877200	5402210	27	0	4	0	0	0
0509283	2881000	5401100	31	0	11	0	0	0
0509383	2887700	5399570	40	0	14	0	0	0
0509483	2876000	5399820	11	0	11	0	0	0
0509683	2855800	5401650	9	0	7	0	0	0
0509783	2852500	5402680	8	0	3	0	0	0
0509883	2887000	5400560	46	0	7	0	0	0
0509983	2890000	5400900	55	0	8	0	0	0
0510083	2895800	5399050	31	0	7	0	0	0
0510183	2886700	5399100	30	0	6	0	0	0
0510283	2875800	5398950	1	0	0	0	0	0
0510383	2875800	5398950	0	0	0	0	0	0
0510483	2859800	5399450	1	0	0	0	0	0
0510583	2857000	5399570	P	0	P	0	0	0
0510683	2843200	5398850	P	0	0	0	0	0
0510783	2851200	5397820	P	0	0	0	0	0
0510883	2873100	5398350	P	0	0	0	0	0
0510983	2876500	5396000	P	0	0	0	0	0
0511083	2878600	5397400	10	0	17	0	0	0
0511183	2883500	5396570	7	0	8	0	0	0
0511283	2869100	5396110	16	0	2	0	0	0
0511383	2874000	5396700	9	0	1	0	0	0
0511483	2866700	5397000	6	0	2	0	0	0
0511583	2871300	5397650	1	0	P	0	0	0
0511683	2871200	5395600	3	0	2	0	0	0
0511783	2864400	5395570	3	0	1	0	0	0
0511883	2869600	5395270	9	0	6	0	0	0
0511983	2879000	5394750	11	0	4	0	0	0
0512083	2800200	5395300	5	0	2	0	0	0
0512183	2887000	5394850	18	0	6	0	0	0
0512283	2875500	5394450	P	0	0	0	0	0
0512383	2894000	5393800	30	0	13	0	0	0
0512483	2945500	5392250	12	0	1	0	0	0
0512583	2948000	5393950	12	0	6	0	0	0
0512683	2935500	5394150	9	0	4	0	0	0
0512783	2926000	5394950	27	0	3	0	0	0
0512883	2915500	5394800	51	0	4	0	0	0
0512983	2905500	5394800	26	0	9	0	0	0
0513083	2897500	5394700	18	0	6	0	0	0
0513183	2895000	5393050	14	0	3	0	0	0
0513283	2891000	5392400	3	0	1	0	0	0
0513383	2897500	5391700	P	0	P	0	0	0
0513483	2907000	5389500	3	0	6	0	0	0
0513583	2901000	5390350	4	0	5	0	0	0
0513783	2882000	5393450	3	0	2	0	0	0
0513983	2800500	5400650	4	0	2	0	0	0
0514083	2823500	5398800	3	0	6	0	0	0
0514183	2828000	5399600	3	0	7	0	0	0
0514283	2840500	5400050	0	0	0	0	0	0
0514383	2813500	5400500	5	0	2	0	0	0
0514483	2805000	5402400	5	0	3	0	0	0
0514583	2801000	5402500	9	0	3	0	0	0
0514683	2915550	5400900	26	0	21	0	0	0
0514783	2925550	5398650	14	0	13	0	0	0
0514883	2932500	5397600	8	0	6	0	0	0
0514983	2942500	5396300	5	0	1	0	0	0
0515083	2893000	5390000	6	0	1	0	0	0
0515183	2885000	5396500	10	0	5	0	0	0
0515283	2893500	5390000	7	0	5	0	0	0
0515383	2884000	5389450	11	0	2	0	0	0
0515483	2875000	5387400	3	0	P	0	0	0
0515583	2870000	5386400	4	0	1	0	0	0
0515683	2881000	5385900	8	0	1	0	0	0

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0515783	2882500	5386650	6	0	4	0	0	0
0515883	2881000	5388450	4	0	1	0	0	0
0515983	2888500	5388050	6	0	2	0	0	0
0516083	2892500	5389000	4	0	1	0	0	0
0516183	2888500	5399650	14	0	1	0	0	0
0516283	2816500	5499550	15	0	0	0	0	0
0516383	2900000	5400550	32	0	11	0	0	0
0516483	2903000	5401200	27	0	6	0	0	0
0516583	2865500	5385900	10	0	4	0	0	0
0516683	2869500	5385650	10	0	1	0	0	0
0516783	2884500	5385350	6	0	3	0	0	0
0516883	2876500	5384900	13	0	2	0	0	0
0516983	2870000	5385900	7	0	4	0	0	0
0517083	2872500	5384350	5	0	3	0	0	0
0517183	2869500	5383100	2	0	0	0	0	0
0517283	2863500	5383800	6	0	3	0	0	0
0517383	2898500	5389000	14	0	3	0	0	0
0517483	2900500	5388150	6	0	3	0	0	0
0517583	2916500	5389300	9	0	5	0	0	0
0517683	2908000	5488800	5	0	2	0	0	0
0517783	2913000	5387700	4	0	1	0	0	0
0517883	2903500	5387400	7	0	1	0	0	0
0517983	2898000	5386900	8	0	2	0	0	0
0518083	2893000	5386300	6	0	4	0	0	0
0518183	2873500	5379450	P	0	0	0	0	0
0518283	2870500	5380450	1	0	1	0	0	0
0518383	2862500	5381250	1	0	P	0	0	0
0518483	2859000	5385900	2	0	1	0	0	0
0518583	2854000	5384500	2	0	1	0	0	0
0518683	2857500	5386150	4	0	1	0	0	0
0518783	2854500	5388000	3	0	1	0	0	0
0518883	2850000	5389100	2	0	P	0	0	0
0518983	2851500	5390500	1	0	1	0	0	0
0519083	2855000	5391900	5	0	2	0	0	0
0519183	2854000	5393250	6	0	3	0	0	0
0519283	2852500	5395000	5	0	3	0	0	0
0519383	2844500	5396050	1	0	2	0	0	0
0519483	2835000	5397050	7	0	6	0	0	0
0519583	2921000	5385350	6	0	2	0	0	0
0519683	2929500	5387350	11	0	2	0	0	0
0519783	2944000	5386400	14	0	4	0	0	0
0519883	2936500	5387200	16	0	4	0	0	0
0519983	2922500	5388250	15	0	14	0	0	0
0520083	2933000	5386350	12	0	11	0	0	0
0520183	2950500	5385250	13	0	9	0	0	0
0520283	2955500	5383800	11	0	13	0	0	0
0520383	2945000	5385900	8	0	4	0	0	0
0520483	2946000	5384300	10	0	6	0	0	0
0520583	2939500	5385150	6	0	4	0	0	0
0520683	2933500	5385600	6	0	5	0	0	0
0520783	2916500	5385900	7	0	3	0	0	0
0520883	2921500	5386550	8	0	4	0	0	0
0520983	2916000	5386660	3	0	4	0	0	0
0521083	2918000	5385200	9	0	4	0	0	0
0521183	3056000	5375750	0	0	0	0	0	0
0521283	3064500	5376900	0	0	0	0	0	0
0521383	3079000	5375850	0	0	0	0	0	0
0521483	2946000	5375450	3	0	0	0	0	0
0521583	2939000	5376000	40	0	4	0	0	0
0521683	2968000	5376450	3	0	0	0	0	0
0521783	2978000	5375350	P	0	0	0	0	0
0521883	2949500	5376400	30	0	0	0	0	0
0521983	2916000	5380600	12	0	4	0	0	0
0522083	2910000	5381950	10	0	4	0	0	0
0522183	2900500	5381950	2	0	2	0	0	0
0522283	2921300	5382280	14	0	3	0	0	0
0522383	2915550	5382630	23	0	0	0	0	0
0522483	3020000	5387000	P	0	4	0	0	0
0522583	3026300	5384000	2	0	P	0	0	0
0522683	3025000	5385650	1	0	0	0	0	0
0522783	3031500	5382910	1	0	0	0	0	0

No d'échantillons	Coordonnées UTM		Pourcentage des indicateurs*					
	Est	Nord	GR** (%)	VØ (%)	MM (%)	RM (%)	PØ (%)	YR (%)
0522883	3049000	5381850	1	0	0	0	0	0
0522983	3039500	5380150	1	0	0	0	0	0
0523083	3035500	5376310	P	0	0	0	0	0
0523283	2903700	5382920	21	0	0	0	0	0
0523383	2911500	5383100	28	0	1	0	0	0
0523483	2920500	5384100	11	0	1	0	0	0
0523583	2933500	5383440	14	0	1	0	0	0
0523683	2995200	5383280	6	0	1	0	0	0
0523783	2906400	5383800	4	0	0	0	0	0
0523883	2915000	5384750	12	0	0	0	0	0
0523983	2905000	5384550	13	0	3	0	0	0
0524083	2875500	5377240	4	0	0	0	0	0
0524183	2858000	5378950	4	0	1	0	0	0
0524283	2846500	5380220	P	0	0	0	0	0
0524383	2828900	5381400	0	0	P	0	0	0
0524483	2815000	5376950	0	0	0	0	0	0
0524583	2796000	5385250	0	0	0	0	0	0
0524683	2792000	5391000	0	0	0	0	0	0
0524783	2803000	5388750	1	0	0	0	0	0
0524883	2810000	5388100	2	0	0	0	0	0
0524983	2814000	5387560	13	0	0	0	0	0
0525083	2837800	5387900	5	1	0	0	0	0
0525183	2826000	5387900	8	0	0	0	0	0
0525283	2824500	5387000	P	0	0	0	0	0

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Energie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale